

SÉRIE A, N° 3758

N° D'ORDRE: 4609

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

CLAUDE GOUVERNET

PREMIÈRE THÈSE :

STRUCTURE DE LA RÉGION TOULONNAISE

DEUXIÈME THÈSE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 1^{er} avril 1955 devant la Commission d'examen

MM. L. LUTAUD , *Président*

P. PRUVOST }
J. JUNG } *Examineurs*



PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1963

STRUCTURE
DE LA
RÉGION TOULONNAISE

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen J. PÉRÈS

G. JULIA.....	T	Analyse supérieure et algèbre supérieure.	LAPORTE.....	T	Physique générale et radioactivité.
DENJOY.....	T	Théorie des fonctions.	JANET.....	T	Mécanique analytique et mécanique céleste.
L. LUTAUD.....	T	Géographie physique et géologie dyna-	PETIT.....	T	Biologie maritime.
	T	mique.	QUENEY.....	T	Météorologie et dynamique atmosphérique
E. DARMOIS.....	T	Enseignement de la physique.	GALLIEN.....	T	Embryologie.
R. LÉVY.....	T	Physiologie comparée.	EICHHORN.....	T	Biologie végétale (P.C.B.).
FOCH.....	T	Mécanique physique et expérimentale.	DE CUGNAC.....	T	Biologie végétale (P.C.B.).
PAUTHENIER.....	T	Électrotechnique générale.	M ^{lle} CAUCHOIS.....	T	Chimie physique.
L. DE BROGLIE.....	T	Théories physiques.	THEILLER.....	T	Physique du globe.
JOB.....	T	Chimie générale.	R. AUDUBERT.....	T	Électrochimie.
M. PRENANT.....	T	Anatomie et histologie comparées.	L'HÉRITIER.....	T	Génétique.
GARNIER.....	T	Géométrie supérieure.	GRIVET.....	T	Radioélectricité.
J. PÉRÈS.....	T	Mécanique des fluides et mécanique	PONCIN.....	T	Mécanique des fluides.
	T	appliquée.	THIRY.....	T	Mécanique appliquée.
LAUGIER.....	T	Physiologie générale.	DUBREIL.....	T	Arithmétique et théorie des nombres.
M. CURIE.....	T	Physique (P.C.B.).	QUELET.....	T	Chimie organique.
L. BARRABÉ.....	T	Géologie structurale et géologie appliquée.	CAGNIARD.....	T	Géophysique appliquée.
G. DARMOIS.....	T	Calcul des probabilités et physique mathé-	G. CHAMPETIER.....	T	Chimie macromoléculaire.
	T	matique.	J. CUVILLIER.....	T	Géologie structurale et géologie appliquée.
J. BOURCART.....	T	Géographie physique et géologie dyna-	J. JUNG.....	T	Pétrographie.
	T	mique.	TRILLAT.....	T	Chimie physique.
M ^{me} I. JOLIOT-CURIE	T	Physique nucléaire et radioactivité.	WIEMANN.....	T	Chimie (M.P.C.).
G. VALIRON.....	T	Calcul différentiel et intégral.	JACQUINOT.....	T	Spectroscopie et physique céleste.
L. PLANTEFOL.....	T	Botanique.	E. VASSY.....	T	Physique de l'atmosphère.
G. CABANNES.....	T	Recherches physiques.	DESTOUCHES.....	T	Théories physiques.
P. GRASSÉ.....	T	Évolution des êtres organisés.	P. PRUVOST.....	T	Géologie.
Ch. PRÉVOST.....	T	Chimie organique.	AMIEL.....	T	Chimie (P.C.B.).
G. BOULIGAND.....	T	Application de l'analyse à la géométrie.	HOCART.....	T	Minéralogie.
G. CHAUDRON.....	T	Chimie appliquée.	J.-P. MATHIEU.....	T	Physique (P.C.B.).
J. WYART.....	T	Minéralogie.	COUTEAUX.....	T	Biologie animale (P.C.B.).
G. TEISSIER.....	T	Zoologie.	R. MAY.....	T	Biologie animale (P.C.B.).
MANGENOT.....	T	Biologie végétale.	CHOQUET.....	T	Calcul différentiel et intégral.
P. AUGER.....	T	Physique quantique et relativité.	FELDMANN.....	T	Biologie (P.C.B.).
MONNIER.....	T	Physiologie des fonctions.	GUINIER.....	T	Physique (P.C.B.).
J. PIVETEAU.....	T	Géologie.	JOST.....	T	Biologie (P.C.B.).
Y. ROCARD.....	T	Physique (E.N.S.).	FORTET.....	T	Calcul des probabilités.
H. CARTAN.....	T	Mathématiques (E.N.S.).	SCHWARTZ.....	T	Méthodes mathématiques de la physique.
P. LAFFITTE.....	T	Chimie générale.	CHOUARD.....	T	Physiologie végétale.
FAVARD.....	T	Mécanique générale.	MALAVARD.....	T	Aviation.
G. COULOMB.....	T	Physique du globe.	BRELOT.....	T	Calcul différentiel.
M ^{lle} COUSIN.....	T	Biologie animale (P.C.B.).	NORMANT.....	T	Chimie (P.C.B.).
CHRÉTIEN.....	T	Chimie minérale.	BÉNARD.....	T	Chimie (P.C.B.).
P. DRACH.....	T	Zoologie.	BUVAT.....	T	Botanique (E.N.S.).
KASTLER.....	T	Physique.	DUGUÉ.....	T	Statistiques mathématiques.
EPHRUSSI.....	T	Génétique.	GÉLOSO.....	T	Chimie (S.P.C.N.).
WURMSER.....	T	Biologie, physico-chimique.	SOULAIRAC.....	T	Psychophysiologie.
A. RIVIÈRE.....	T	Géologie (S.P.C.N.).	ULRICH.....	T	Physiologie végétale.
GAUTHERET.....	T	Biologie végétale.	MARÉCHAL.....	T	Optique théorique et appliquée.
LUCAS.....	T	Physique.	KIRRMANN.....	T	Théories chimiques.
A. THOMAS.....	T	Biologie cellulaire.	CHADEFAUD.....	T	Botanique.
ARNULF.....	T	Optique appliquée.	DESTRIAU.....	T	Physique (M.P.C.).
M. MORAND.....	T	Physique.	M ^{lle} LE BRETON.....	T	Physiologie générale.
SOLEILLET.....	T	Physique.	SALEM.....	T	Mathématiques générales.
FORTIER.....	T	Mécanique expérimentale des fluides.	ESCLANGON.....	T	Physique (P.C.B.).
A. DANJON.....	T	Astronomie.	LELONG.....	T	Mathématiques générales.
FROMAGEOT.....	T	Chimie biologique.			

Secrétaire général..... Ch. MONIER.

À mes Maîtres,

Monsieur Pierre PRUVOST

Membre de l'Institut

Professeur Honoraire à la Sorbonne

Monsieur Georges CORROY

Doyen Honoraire

Professeur à la Faculté des Sciences de Marseille

Monsieur Georges DENIZOT

Professeur Honoraire à la Faculté des Sciences
de Montpellier

en témoignage de profonde reconnaissance.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547110_0035

AVANT-PROPOS

C'est en 1939, lors de l'une des excursions en Provence qui réunissent périodiquement les maîtres et les étudiants de quelques universités de province, que me fut proposée par mon maître, M. le Doyen Georges Corroy, Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de Marseille, l'étude des collines de Bandol et de la région de Toulon.

Commencés dès 1939, les travaux sur le terrain subirent un ralentissement très sensible du fait des hostilités et de l'occupation. Néanmoins, en 1946, j'achevais mes levés de toute la région située à l'ouest d'Ollioules. Mais, au fur et à mesure que je progressais vers l'Est, dans les collines nord-toulonnaises, je voyais apparaître de nouveaux accidents, liés aux précédents, et dont la connaissance devait conduire à une meilleure coordination des phases de l'orogénèse toulonnaise.

C'est ainsi que mes levés s'étendirent jusqu'à la plaine de la Valette, puis à la vallée du Gapeau.

Les résultats de ces recherches furent présentés en 1950, aux participants de la « Réunion géologique en Provence, pour commémorer les œuvres de Marcel Bertrand ».

Au cours de ces assises, le problème de la position tectonique des massifs de phyllades de la région de Toulon fut remis en question. À la théorie de l'enracinement présentée par G. Corroy, en 1935, deux géologues, parmi lesquels le très regretté M. Lugeon, substituaient à nouveau l'hypothèse du charriage.

Ainsi, au moment où je réunissais les matériaux de ma synthèse sur la couverture sédimentaire de la région toulonnaise, un doute semblait subsister encore sur la position des massifs hercyniens.

Cette importante question ne pouvant rester en suspens, je décidai alors d'explorer les terrains paléozoïques des environs immédiats de Toulon.

De tels suppléments au cours de mes recherches devaient retarder la mise au point définitive de ce mémoire.

Je ne regrette pas le temps passé à la résolution de problèmes qui pouvaient paraître indépendants de celui qui m'était proposé. J'ai eu, au contraire, l'immense joie de trouver, dans mes dernières observations sur les massifs hercyniens, une quantité d'arguments pour étayer ma synthèse tectonique faisant apparaître des relations entre les déformations de la couverture et celles du socle cristallin.

Dans ce travail de longue haleine, un guide vigilant a sans cesse veillé sur moi, M. le Doyen G. Corroy. Grâce aux méthodes qui me furent inculquées, basées sur la scrupuleuse observation des faits avant toute interprétation, j'ai vu naître insensiblement la synthèse que je présente ici sur la tectonique de la région toulonnaise. J'ai constamment trouvé auprès de mon maître un soutien à la fois intellectuel et moral; j'ai bénéficié, en outre, au cours de la mise au point de mon mémoire,

de conseils éclairés et d'affectueux encouragements. Je ne m'acquitterais que d'une partie de ma dette de reconnaissance en lui témoignant ma profonde gratitude et mon attachement dévoué.

M. le Professeur P. Pruvost, avec son affabilité habituelle, m'a toujours réservé un accueil sympathique et dévoué. Me consacrant des journées de ses précieuses vacances, il m'a procuré sur le terrain une véritable initiation à la connaissance du Paléozoïque métamorphique. C'est au cours de tournées, dont je conserve un impérissable souvenir, que furent établies les bases de la stratigraphie des phyllades du cap Sicié. Je le prie de trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Au laboratoire de pétrographie de la Sorbonne, M. le Professeur J. Jung m'a toujours consacré de précieux instants pour l'examen de roches métamorphiques de la série des phyllades du cap Sicié. Il m'est agréable de lui adresser ici l'expression de toute ma gratitude. Tous mes remerciements vont également à M. J. Ravier, Chef de Travaux pratiques.

Je voudrais aussi exprimer toute ma reconnaissance à M. le Professeur L. Lutaud pour l'accueil qu'il m'a toujours réservé dans son laboratoire et les aimables conseils que j'ai également reçus de lui au moment de la mise au point de mon mémoire.

À l'un de mes initiateurs à la géologie provençale, M. G. Denizot, je voudrais adresser aussi un souvenir reconnaissant.

Au cours de nos fréquentes et amicales rencontres, MM. les Professeurs M. Casteras, M. Thorat et R. Ciry m'ont sans cesse prodigué leurs bons conseils. Je leur exprime ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'ils ont manifesté à mon travail et l'amitié qu'ils m'ont toujours témoignée.

Je tiens à grouper dans un même hommage de gratitude les nombreux participants à la Réunion Géologique de 1950, en Provence. Les remarques que suscita l'étude de quelques accidents dans les terrains paléozoïques m'engagèrent à approfondir encore davantage la prospection des massifs hercyniens. L'approbation unanime de mes levés de la couverture sédimentaire fut pour moi une satisfaction et un encouragement.

J'adresse mes plus vifs remerciements à R.-P. Charles pour la collaboration qu'il a bien voulu m'accorder en déterminant la faune du Lias. De même, je sais gré à M. Ch. Greber pour la détermination de quelques empreintes végétales recueillies dans le Houiller des Playes.

Je conserve un souvenir reconnaissant des féconds entretiens que j'ai eus sur la stratigraphie du Lias et du Jurassique moyen avec M. l'abbé R. Mouterde et M. H. Tintant.

Mes remerciements les plus chaleureux vont au colonel Giraud pour son aide matérielle et son amicale collaboration. J'associe dans un même sentiment de sympathie trois chercheurs toulonnais, MM. le commandant Arden, Georgeot et Regaignon en souvenir des courses faites en commun dans les collines toulonnaises. Mais je réserve surtout une grande part d'affectueuse reconnaissance à mes camarades de laboratoire. M^{me} S. Taxy-Fabre en premier, M^{lles} F. Catzigras, S. Gueirard, J. Vuillet et M. H. Bravais pour les encouragements qu'ils m'ont sans cesse prodigués et leur aide amicale dans une association « d'équipe » entretenue par « le patron ».

En me confiant la révision de la feuille de Toulon au 50 000^e, le Service de la Carte géologique a bien voulu marquer tout l'intérêt qu'il porte à mon travail. À son éminent Directeur, M. l'Ingénieur général des Mines J. Goguel, j'adresse l'expression de mes sentiments reconnaissants et dévoués.

Je remercie le Centre national de la Recherche scientifique pour l'aide pécuniaire qu'il m'a apportée en 1942.

Et que tous ceux qui, avec dévouement, ont participé à la préparation matérielle de ce mémoire trouvent ici l'expression de toute ma gratitude.

CHAPITRE PREMIER

DESCRIPTION GÉOGRAPHIQUE DES ENVIRONS DE TOULON

I. — VUE D'ENSEMBLE

Blottie au fond de sa rade qu'entoure une ceinture de collines fortifiées, et accrochée aux pentes du Faron, Toulon n'a vraiment de vue que sur la mer, cette mer avec laquelle se confondent, le soir, les masses brunes toutes proches des avancées de terre de Sicié, de Saint-Mandrier, de la Colle Noire, et le sombre massif plus éloigné des Maures.

Au Nord, les hauts escarpements du Faron, du mont Caumes et du Croupatier rapprochent de nous un horizon derrière lequel se dressent des reliefs que le regard ne peut découvrir.

Pour échapper à l'impression d'écrasement que donnent ces hauts sommets couverts de forts et de batteries, élevons-nous au-dessus d'Ollioules, dans le chaînon du Gros Cerveau et atteignons le fort qui en couronne le point culminant. Là, d'un belvédère unique, plate-forme avancée vers le Nord, nous dominons tout le système des collines toulonnaises et des dépressions qui les encadrent.

L'arête du Gros Cerveau forme, entre les gorges d'Ollioules et le Grand Vallat de Bandol, une muraille continue entre le bassin du Beausset et la dépression de Sanary-Bandol. À l'Est, le chaînon se prolonge par le massif du Croupatier qui mêle sa puissante masse à celle des autres collines nord-toulonnaises, sur l'échiquier du Revest; à l'Ouest, il se perd dans les collines de Bandol et du Télégraphe, au relief mal défini.

*
* * *

II. — DESCRIPTION DÉTAILLÉE

Le *bassin de Beausset* est une cuvette synclinale qui s'ouvre largement vers l'Ouest sur la baie de La Ciotat, entre la pointe Grenier et le promontoire du cap Canaille. Au Nord, on voit son bord s'élever par des pentes profondément ravinées jusqu'à une marche supérieure conduisant au plateau du Camp (altitude 400 environ), d'où émergent les sommets de Canaille, de Font Blanche et du Pilon de Cuges. Au-delà de cette bordure, on devine les dépressions de Cassis, Roquefort-la-Bédoule, Cuges et Signes, en arrière desquelles surgissent la Tête de Puget, les monts de la Gardiole, de Carpiagne et la longue chaîne de la Sainte-Baume. Plus loin, vers le Nord-Ouest,

nous découvrons le massif d'Allauch coiffé du « chapeau » de Garlaban et la crête de Sainte-Victoire formant un liseré blanc au-dessus des collines de Roquevaire et d'Auriol.

Suivons vers l'Est, la ligne du relief pénéplainé du Camp. Horizontale d'abord, nous la voyons s'élever progressivement jusqu'à une crête quasi continue derrière laquelle disparaît le profil de la Sainte-Baume. Nous atteignons là un alignement de collines qui, du Grand Clos au Grand Cap, par le Pou du Vèze et le Jas de Laure, conduit directement aux reliefs nord-toulonnais. Derrière cette crête se dissimule la profonde vallée du Gapeau, à laquelle on accède, à partir des sommets, par une série de reliefs en corniches. En avant, le terrain descend en pente douce vers la partie la plus déprimée du bassin du Beausset que l'on découvre, entre le Beausset et Sainte-Anne, au pied même de l'escarpement du Gros Cerveau; puis, il dessine un vaste amphithéâtre ouvert au Sud-Est. Ce véritable glacis, révélant la surface structurale des bancs, est accidenté à mi-pente par un alignement de cuestas allant du Puits d'Envès à la plaine d'Orves, par le Jas des Marquands, la Quille de Midi et les Bigourets. Une vaste dalle de basalte s'avance sur ce domaine, qu'elle domine de ses abrupts jusqu'au promontoire du Rocher de l'Aigle.

Les auréoles de reliefs limitant à l'Est le bassin du Beausset s'infléchissent brusquement vers le Sud et le Sud-Est pour donner les collines du mont Caumes, de la Vignasse et de Sainte-Anne, où nous voyons réapparaître, sous des formations plus récentes, les bancs calcaires du bord sud du bassin du Beausset, dans une position fortement redressée vers le Sud et même parfois renversée. L'un de ces bancs calcaires, homogène et compact, formant la barre des Aiguilles et la barre de la Jaume, souligne sur le versant nord des collines toulonnaises et du Gros Cerveau, la brusque remontée des couches de terrains du flanc sud du bassin du Beausset.

Ce bassin apparaît ainsi comme une cuvette synclinale dissymétrique, à axe nettement déplacé vers le Sud, sous le mur escarpé du Gros Cerveau. Les eaux de ruissellement, attaquant profondément les formations friables du centre du bassin, dégagent de puissantes intercalations calcaires qui émergent dans les collines du Castellet et de La Cadière. Mais le déblaiement de la cuvette a été gêné en certains points par des roches dures recouvrant les formations friables sous-jacentes. Ainsi surgissent, au milieu de la dépression, les collines du Vieux-Beausset, dont les sommets sont constitués en majeure partie de calcaires, et le plateau de l'Aigle, protégé par une vaste coulée de roches basaltiques.

Regardant maintenant vers l'Est, nous voyons se dresser, entre la dépression de Toulon et la bordure sud du bassin du Beausset, un groupe de massifs isolés séparés par de profondes dépressions, que nous appelons *Chaînon et massifs nord-toulonnais*.

C'est d'abord le massif du Croupatier qui prolonge vers l'Est le chaînon du Gros Cerveau, jusqu'au promontoire du cap Cros; c'est ensuite le mont Faron, séparé du précédent par le vallon de Dardennes; c'est enfin le mont Coudon, prolongé vers l'Ouest par le mont Combe, les collines de Coste-Belle, du Puits Charlois et du Caumes-Ouest, que la large dépression de Dardennes sépare du Faron et du Croupatier. Cette dernière ligne de reliefs forme une sorte de bourrelet en marge de la terminaison sud-orientale du bassin de Beausset.

Le mont Caumes, qui s'élève, au nord du Revest, jusqu'à la cote 800, se tient en dehors de ce système montagneux. Situé, en effet, dans l'axe du bassin de Beausset, il constitue un témoin surélevé de toute une série de terrains calcaires et gréseux que l'enfoncement du bassin vers l'Ouest fait disparaître sous les formations plus récentes du Beausset, de La Cadière et de Saint-Cyr.

Le chaînon du Gros Cerveau, continu et rectiligne, s'interrompt brusquement à l'Ouest, au-delà du Grand Vallat, dans un système de petites collines disséminées sans ordre défini. Ce sont les *Collines de Bandol et du Télégraphe de la Cadière* dans lesquelles on ne perçoit plus le prolongement de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Au-delà du Télégraphe, se profile l'arête rocheuse de l'Oratoire Saint-Jean et de la Gache où réapparaissent, avec leurs affleurements caractéristiques, les bancs redressés du Crétacé. Mais en arrière de cette crête, rien ne révèle, dans la topographie locale, la continuation possible du

chaînon du Gros Cerveau. Les reliefs (Collet Redon) se rattachent au contraire à ceux de Bandol et du Télégraphe dont ils rappellent la forme générale.

Revenons à notre point de départ, le sommet du Gros Cerveau, contournons son dôme rocheux et plaçons-nous sur le promontoire qui domine, face au Sud, les derniers lacets du chemin d'accès au Fort.

De ce point, nous découvrons le vaste panorama qui encadre la magnifique rade de Toulon.

À nos pieds s'étale un domaine largement mamelonné, formé de collines basses alignées d'Est en Ouest, et qui se détache des pentes du Cerveau, du Croupatier et du Faron.

Cet ensemble topographique débute au nord de Toulon, sur les pentes mêmes du Faron, avec les Forts d'Artigues et de Sainte-Catherine. En suivant vers l'Ouest les principales lignes de reliefs, nous remarquons d'abord que, jusqu'à Ollioules, l'ordonnance des massifs est très confuse : les mamelons rocheux, emballés dans l'argile et les marnes, surgissent sans ordre défini, comme de véritables moignons. Mais à partir de la vallée de la Reppe, nous voyons apparaître une certaine régularité dans le dispositif géographique. Du secteur de la Baume se détachent en effet deux alignements de collines nettement orientées vers l'Ouest. Ce sont, au Nord, les collines de la Tourelle, de la Piole et de Sainte-Ternide, qui épousent le contour du chaînon du Gros Cerveau et viennent, au-delà du Grand Vallat, confondre leurs reliefs avec ceux du secteur de Bandol; au Sud, les collines de Vascoune, la Colombette et Sanary que la mer interrompt brusquement dans les à-pics des falaises de la Cride. Entre ces deux lignes de reliefs formant un grand V ouvert sur la baie de Bandol, se creuse une dépression que la mer envahit dans sa partie la plus profondément déblayée.

Cet ensemble, que nous désignons dès maintenant sous le nom *Zone triasique de Toulon et bassin synclinal de Bandol*, forme une entité géographique, nettement délimitée, au Sud, par la bande rocheuse de Portissol, à Sanary, la colline de la Baume, au sud d'Ollioules, et les rochers de Lagoubran, dans la banlieue ouest de Toulon.

Au sud de cette unité géographique se développe, de Sanary et Toulon, une dépression qui disparaît sous les eaux de la rade de Toulon, puis réapparaît plus à l'Est dans la région de Saint-Jean-du-Var et de La Valette pour s'étaler ensuite dans le large couloir qui enveloppe, au Nord, le massif des Maures. À l'Est, entre l'extrémité orientale du massif du Pradet et le Fenouillet, premier ressaut conduisant au massif des Maures, s'ouvre un couloir qui mène directement à la plaine littorale d'Hyères.

L'érosion, suivie d'un intense alluvionnement, donne à cette zone déprimée sa topographie particulière, marquée surtout par l'émergence, au milieu et en bordure des plaines, de mamelons arrondis dont la couleur rouge trahit la présence presque exclusive du Permien et du Trias inférieur. D'où le nom de *Dépression permienne de Toulon* que nous donnons à ce secteur géographique. Le couloir d'Hyères présenterait certainement les mêmes caractères topographiques; mais la présence, dans sa partie axiale, de terrains résistants, calcaires et dolomies, fait ressortir, au-dessus des terres rouges, les sommets du Paradis et du mont des Oiseaux comme de véritables îlots. Au milieu de la plaine de La Garde, caché par la ride du Touar, émerge le pointement rocheux de La Garde, représentant un neck andésitique.

Au-delà de la dépression de Toulon, nous apercevons, vers le Sud, une ligne continue de reliefs assez bas que souligne à peine une crête largement ondulée et que la mer interrompt en son milieu, entre La Seyne et le Mourillon, à la sortie de la petite rade.

Ces reliefs, que nous identifions d'Est en Ouest sous les noms de *Massifs du Pradet, de Lamalgue et du Mourillon, de La Seyne et de Six-Fours*, présentent une topographie très émoussée, résultat d'une érosion intense et de longue durée. Constitués essentiellement par des terrains métamorphiques de la classe des phyllades, ils laissent émerger, en quelques points (massif de Six-Fours, par exemple), des bancs de roches blanches et dures : des quartzites.

Vers l'Ouest, le massif de Six-Fours se prolonge jusqu'au petit dôme des Playes, où la masse brune des phyllades, en s'ennoyant au Nord, paraît soulever, bien au-dessus de la dépression de Sanary, les terrains rouges permien qui en constituent l'élément pétrographique essentiel.

Au sud de cette ligne de reliefs, se détachent, au-dessus de la mer, les massifs de la Colle Noire, de Carqueiranne et de Saint-Mandrier où ressortent encore les teintes vives du Permien.

Mais la masse rouge de Saint-Mandrier s'évanouit rapidement vers l'Ouest dans la dépression des Sablettes et du Pas du Loup. C'est à partir de ce point que l'on voit s'élever progressivement vers le Sud, jusqu'à une ligne de crête derrière laquelle se trouve la mer, les masses largement mamelonnées de phyllades qui occupent la totalité de la presqu'île du cap Sicié.

À l'exception des reliefs de Saint-Mandrier et de la Colle Noire formant une unité géographique particulière qui se rattache, à l'Est, au Paradis et au mont des Oiseaux par le pédoncule permien de Carqueiranne, tous les autres massifs du secteur sud-toulonnais, remarquables par leur forme topographique et leur constitution lithologique, doivent être groupés dans un seul ensemble : la *Zone des massifs hercyniens de Toulon*.

L'ensemble géographique que nous découvrons du haut du Gros Cerveau présente donc une topographie extrêmement variée qui contraste avec les formes régulières des reliefs environnants. Si nous circonscrivons ce secteur tourmenté entre le rivage méditerranéen et une ligne septentrionale et orientale allant de Saint-Cyr à Hyères, par le Plan du Castellet, le Grand Cap, Solliès-Pont, nous isolons, dans cette partie de la Provence, un territoire qui a toujours été décrit par les géologues sous le nom de *Région toulonnaise*.

CHAPITRE II

ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA STRUCTURE DE LA RÉGION TOULONNAISE

I. — GÉNÉRALITÉS

« Il est certainement peu de régions naturelles dont l'interprétation tectonique ait subi une aussi complète rénovation, du fait de l'intervention d'un seul homme, que l'a été celle de la Basse-Provence grâce à l'œuvre de Marcel Bertrand. » Cette rénovation, invoquée par Haug dans les premières lignes de son mémoire sur « *Les nappes de charriage de la Basse-Provence* » (1925), s'applique tout particulièrement à la région toulonnaise, car celle-ci, dans tout ce que l'on peut connaître de sa structure géologique, porte l'empreinte impérissable du génial chercheur.

La présence du grand maître de la tectonique se manifeste partout dans la région étudiée. Aucun secteur, aucun accident ne peut être étudié, sans que l'on ne soit amené à citer ce précurseur, qui nous a donné, surtout dans la première partie de son œuvre (1887-1898), la traduction fidèle des phénomènes géologiques dont la région de Toulon a été le siège.

En présence d'une œuvre aussi fondamentale que celle de M. Bertrand, un exposé historique des travaux géologiques effectués dans la région de Toulon revient surtout à commenter les publications de cet auteur, et à montrer le rôle joué par chacune d'elles dans l'évolution des idées concernant la tectonique locale.

De remarquables analyses, données dans le cadre général de la Basse-Provence, ont déjà été écrites par É. Haug (1925), G. Corroy et G. Denizot (1935 et 1943).

Le développement des connaissances géologiques de cette région était donc bien connu en 1943, date à laquelle je commençais mes travaux dans la région toulonnaise. Aussi réserverai-je ces lignes à un résumé des principales étapes de l'évolution des idées qui ont préludé aux synthèses que je présente dans ce mémoire.

*
* * *

II. — PÉRIODE AVANT MARCEL BERTRAND (DE 1830 À 1880)

C'est la période des études dispersées, au cours de laquelle s'accumulent les matériaux de la stratigraphie provençale. Les considérations tectoniques n'échappent pas totalement aux auteurs, mais la figuration des accidents demeure insuffisante, lorsqu'elle ne porte pas la marque de grossières erreurs.

À côté des travaux purement stratigraphiques de Rossi (1856), Coquand (1850 et 1863), Dieulafait (1869), apportant ordre et clarté sur les formations du Secondaire, nous trouvons une publication de Jaubert (1859) dans laquelle figure une bonne coupe détaillée des terrains du littoral, entre Saint-Nazaire (Sanary) et Bandol. L'auteur a vu et dessiné (mais n'interprète pas) des accidents dont l'importance dépasse, à notre avis, le cadre local du bassin de Bandol.

Les monographies sur le Crétacé du bassin du Beausset de A. et R. Toucas (1872, 1873 et 1869), riches en enseignements stratigraphiques, donnent une première interprétation tectonique du lambeau triasique du Vieux-Beausset. Celui-ci, considéré comme un récif, ferait saillie au milieu des sédiments crétacés.

De tels travaux isolés ne confèrent pas à ces auteurs le titre de précurseurs. Il n'en est pas de même de Matheron et Collot dont les découvertes, faites en d'autres secteurs provençaux, ont un grand retentissement au cours de la période des premières recherches. Ces chercheurs mettent en effet en évidence des faits primordiaux, *émersion avec phase lacustre* au Crétacé supérieur (Matheron) et *oscillations du niveau de la mer*, au début et pendant le Tertiaire (Collot, 1884), auxquels se reporteront sans cesse les auteurs au cours de leurs travaux sur l'évolution tectonique et géomorphologique de la région provençale.

Quelques années plus tard, au moment où M. Bertrand soulève le problème de l'anomalie du Beausset, Collot (1887 *b* et *c*) apporte de nouveau sa contribution à la connaissance des mouvements qui agitent le sol provençal, en précisant, grâce à des observations faites au nord de Toulon, l'âge et les conditions de formation de la bauxite (1887 *a* et *b*). La notion d'Isthme Durancien était née.

*
* * *

III. — PÉRIODE CONTEMPORAINE DE MARCEL BERTRAND (1880–1900)

Au sujet de l'œuvre de M. Bertrand, G. Corroy écrit (1939) : « Dans l'œuvre immense du grand maître de la tectonique en Provence, il faut distinguer deux périodes caractérisant deux synthèses de la structure de nos montagnes. L'une pendant laquelle l'auteur, en contact permanent avec le terrain, dresse pas à pas les coupes qui lui permettront de formuler une interprétation rigoureuse des faits; la seconde débutant en 1898, au cours de laquelle il laisse son esprit lui montrer l'in vraisemblance des interprétations dont il s'est nourri pendant sept ans. À l'observation directe des plis couchés, des plis cassants, avec arrêts brusques notamment, succède en effet la théorie des nappes de charriage, des déplacements horizontaux sur 40 kilomètres de longueur, conception née de ses courses dans la chaîne alpine. »

Cette évolution des idées de M. Bertrand, reconnue par tous ceux qui se sont penchés sur l'œuvre du maître, ne se traduit pas dans la région toulonnaise par de radicales modifications dans l'interprétation des faits antérieurement observés. Le chevauchement du Beausset, premier fruit de scrupuleuses observations, conservera toujours sa forme primitive. Seuls recevront quelques aménagements, les accidents décrits au nord de Toulon, dans la région de Dardennes et du Broussan. Le Trias de ces secteurs n'occuperait plus le noyau de plis enracinés ayant « *pénétré de vive force* — (le Broussan) — *au milieu des assises crétacées* », mais serait charrié sur le Crétacé de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

A. PREMIÈRE PÉRIODE (DE 1880 À 1898)

Les recherches de M. Bertrand en Provence débutent dès le printemps 1881 par les levés de la feuille de Toulon au 80 000^e, publiés en 1887. La notice qui accompagne la carte est la seule publication que l'auteur consacre à cette région pendant cette période de six années.

La carte constitue un précieux document sur lequel sont mentionnés des terrains et des accidents dont Haug semblera ignorer, plus tard, l'existence, malgré l'exactitude des observations faites par M. Bertrand. Je cite à titre d'exemple : 1^o le pli-faille du versant septentrional du Faron dont le noyau est constitué par des terrains infraliasiques et liasiques; 2^o la grande faille du Faron qui se prolonge dans le Jurassique, jusque dans les collines des Quatre-Chemins.

L'interprétation des levés et des accidents demeure sommaire. Mais le peu qui est décrit nous rapproche considérablement des vues que j'expose dans le présent mémoire. M. Bertrand écrit par exemple (1887 a) : « La région de Toulon à Marseille offre une série de plis d'un caractère très irrégulier et très compliqué. Bien qu'on y reconnaisse une certaine communauté de direction générale, de l'Est à l'Ouest, les axes de ces plis ne sont ni rectilignes ni parallèles : ils se rapprochent ou s'écartent de manière à donner place entre eux à un épanouissement des synclinaux, et par suite à une prédominance des parties horizontales qui a pu faire illusion sur la structure vraie de la région ».

Décrivant le secteur au nord de Toulon, M. Bertrand ajoute, à propos de la bande triasique de Méounes : « Cette bande sinueuse est la trace d'un pli anticlinal qui va se relier à l'Ouest à un pli secondaire de la Sainte-Baume et qui se termine, à l'Est, près de la plaine permienne, entre Cuers et Puget-Ville. Les failles se montrent en général sur les flancs des plis et en suivant la direction ».

À côté de ces accidents sinueux, mais continus, du type de ceux que je décrirai dans la région de Dardennes et des Pomets, l'auteur signale d'autres failles sinueuses à contour fermé (le Faron, le Coudon, le Caoumé et le cap Cros) dont il recherche d'abord l'origine dans des plis tendant à s'arrêter brusquement et à remonter vers le Nord par une série d'ondulations » (1887 a). Il les assimilera plus tard (1890) à la trace de plans de chevauchement très obliques ou horizontaux, « correspondant à des surfaces d'étirement le long des flancs non renversés des plis », ce qui amène l'auteur à conclure « qu'il y a eu des déplacements horizontaux considérables dans des systèmes de terrains où l'on n'observe ni plis couchés ni renversements » (1908).

Ainsi, de 1887 à 1890, la notion des déplacements horizontaux avec étirements de couches avait, dans l'esprit de l'auteur, fait d'immenses progrès.

C'est que, dans l'intervalle, était intervenu un événement géologique d'une importance capitale. M. Bertrand avait découvert, en juin 1887, l'« *anomalie stratigraphique du Beausset* ». Le Trias du Beausset, présenté par Toucas comme un récif faisant saillie au milieu du Crétacé, est en réalité superposé à ces terrains. Le Crétacé forme un pli synclinal couché, ouvert au Nord. Le Trias représentant le noyau d'un pli anticlinal couché jusqu'à l'horizontale, aurait cheminé vers le Nord sur le flanc méridional renversé du synclinal du Beausset. La racine de ce pli se trouve dans la bande triasique, au sud du Gros Cerveau; au Trias enraciné se rattachent directement les terrains en recouvrement du Télégraphe que l'on considère, au même titre que ceux du Beausset, comme un lambeau de la masse chevauchante ayant échappé à la dénudation.

Le chevauchement du Beausset, tel qu'il a été présenté au moment de sa découverte, ne subira plus de retouches, bien que, dès 1888, M. Bertrand se trouve entraîné par ses observations en bordure du massif d'Allauch à admettre des recouvrements de plus grande amplitude. Hypothèse qu'il abandonnera momentanément pour la reprendre plus tard (1899). Le schéma qu'il donnait du Beausset, en 1887, se retrouve dans sa publication de 1890.

En 1891, lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, il parcourra, à nouveau, avec les participants, les itinéraires de 1887; il présentera, sans en modifier le moindre détail, les faits antérieurement observés. Et chacun le suivra dans les étapes qui l'ont conduit à sa découverte du chevauchement. Finalement, son travail vérifié sur le terrain recevra, dès cette date, la consécration officielle.

Il reviendra en Provence, en 1895, pour vérifier ses levés à la suite des critiques que lui adressait Toucas, contradicteur d'autant plus redoutable qu'il était un des rares géologues de l'époque à pouvoir se retrancher derrière des observations stratigraphiques précises, faites dans la région controversée.

Le terrain sera revu dans les détails, l'interprétation des accidents, soumise à une sévère critique. Mais rien ne sera changé aux vues de 1887. M. Bertrand publie alors dans les *Annales de Géographie* (1897-1898), sa synthèse sur la Basse-Provence, dans laquelle le Beausset est décrit comme un « grand pli couché qui, disparaissant sous la mer à la Pointe Grenier, a charrié vers le Nord, jusqu'au centre du bassin, les masses de Trias du Vieux-Beausset. Le noyau de ce pli anticlinal ne correspond pas, comme il arrive si souvent en Provence, à une dépression continue; on la voit bien prendre naissance à l'Est, normalement à la bordure des Maures, entre le Faron et le Coudon; elle envoie à l'Ouest, dans le vallon des Pomets, une branche qui se perd près de Broussan, et qui motive la puissante saillie du Caoumé; la seconde branche se détourne au Sud-Ouest et dessine seulement l'amorce du pli principal ». C'est à peu de chose près l'idée que l'on se fait actuellement de la structure des chaînons nord-toulonnais. Il est vrai qu'à cette date, M. Bertrand n'a pas encore abandonné sa première interprétation des plis provençaux : « *plis couchés sur des synclinaux qui leur font suite au Nord* ».

Cependant, des contradicteurs ont parlé.

En 1891, Toucas n'avait émis sur la véracité des phénomènes de recouvrement présentés par M. Bertrand, qu'un doute basé sur « les épaisseurs considérables du Trias dans cette région et sur l'absence complète du Crétacé dans le fond du ravin du Gavari ». Sans s'opposer systématiquement aux idées de Bertrand, il suggérait alors que le Trias du lambeau pouvait s'enraciner sous le massif du Vieux-Beausset.

Mais les objections prennent une forme plus concrète dès 1895. En effet, rendant compte d'une excursion faite dans la région du Beausset, un autre contradicteur — Fournier — donne des coupes où l'îlot apparaît pour la première fois sous la forme d'un *pli anticlinal déversé en champignon* (1895). Le commentaire qui en est donné fait constater que : « 1^o aucun fait ne s'oppose à cette explication...; 2^o toutes les difficultés signalées à propos de l'existence d'un immense lambeau de recouvrement disparaissent ».

Cette publication est suivie d'une note de Toucas (1896) sur les relations du Trias avec le Crétacé supérieur du bassin du Beausset, dans laquelle l'auteur reprend et précise l'interprétation de Fournier.

Après un échange de notes entre M. Bertrand (23 novembre 1896) et Fournier (1896 *b* et 1897), échange qui a revêtu un caractère de vive polémique, la discussion sur le chevauchement du Beausset prend fin, sans que cesse l'antagonisme entre les deux auteurs.

Les objections de Fournier (1896) concernant l'îlot du Beausset sont autant de questions auxquelles Bertrand ne répond même pas. Leur précision est pourtant telle que l'on ne peut éviter, après Haug, d'en faire l'analyse et d'en discuter le bien-fondé.

Alors que sur sa route se dressent ainsi de redoutables contradicteurs, M. Bertrand trouve, au cours de cette période de recherches, un solide appui dans l'amicale collaboration de deux géologues locaux : Collot et Zurcher.

Collot met à la disposition du technicien ses qualités de scrupuleux observateur et de parfait stratigraphe. L'activité commune des deux chercheurs s'exerce surtout dans les secteurs à l'ouest et au nord de Toulon.

Zurcher est le véritable collaborateur toulonnais et varois. Il apporte sa précieuse contribution dans l'analyse des phénomènes tectoniques qui affectent la couverture sédimentaire et aussi le socle hercynien. De cette collaboration est issue la note « Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon; phyllades superposés au Trias » (1891), que Zurcher complètera un peu plus tard par l'étude détaillée des massifs hercyniens des environs de Toulon (1893). Le percement du sou-

terrain de l'Eygoutier, à l'est de cette ville, n'ayant pas rencontré en profondeur les phyllades d'un affleurement relevé en surface, ces auteurs concluent que les terrains paléozoïques sont superposés au Trias. Ils appartiendraient à une masse de recouvrement, masse ou nappe ne pouvant « guère être venue que du massif aujourd'hui submergé, qui réunissait la pointe de Sicié à la presqu'île de Giens ».

Abandonnant alors l'idée qu'il avait émise sur le rôle passif joué par le massif des Maures dans la mise en place des plis de couverture, M. Bertrand écrit, avec Zurcher : « On ne peut plus considérer les Maures comme un massif résistant, dont le rôle principal aurait été de dévier les plis, en ne subissant, pour sa part, que des déplacements de moindre importance. Les schistes cristallins ont été, eux aussi, mis en mouvement par les énormes pressions qui ont bouleversé la Provence ».

B. DEUXIÈME PÉRIODE (DE 1898 À 1900)

M. Bertrand revient en Provence en 1898. Il a visité les Alpes où, à chaque pas, le terrain laisse l'impression qu'existent dans la chaîne de grands chevauchements dont l'amplitude dépasse largement celle des plis provençaux. Le scrupule qui l'avait empêché, quelques années auparavant, de faire adopter l'hypothèse d'une nappe de terrains triasiques et jurassiques ayant recouvert complètement le massif d'Allauch, l'abandonne. L'ampleur des phénomènes pressentis dans les Alpes n'autorise-t-elle pas une plus grande hardiesse dans la conception des recouvrements? Sentiment d'autant plus légitime qu'au cours de nouvelles explorations sur la bordure méridionale du bassin de Fuveau, M. Bertrand acquiert, quant à l'existence des nappes de recouvrement, des preuves basées sur des observations stratigraphiques, telle la répartition de certains faciès (faciès de Fontdouille, de l'Aptien, en particulier).

Dès lors plus rien ne s'oppose à une révision générale de la géologie de la Basse-Provence; M. Bertrand, faisant alors paraître son mémoire de 1899, couvre toute la région de *nappes de charriage*.

Cette publication — *La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence* — exprime non seulement les convictions nouvelles de l'auteur, mais renferme en particulier une réponse aux objections de Fournier.

Examinant de nouveau la question du chevauchement du Beausset, M. Bertrand conclut : « Toutes ces circonstances s'expliquent d'elles-mêmes si les affleurements de Trias sont découpés dans une nappe de chevauchement, et elles sont inexplicables autrement ».

Les vives agitations provoquées par un tel bouleversement des idées n'altèrent nullement la première interprétation des lambeaux de recouvrement du Beausset et de Fontanieu, donnée en 1887. Mais la masse chevauchante triasique qui, d'après les premières observations, ne devait pas s'étaler à l'Est, au-delà d'Ollioules, englobe maintenant les affleurements des Pomets et du Brousseau, puis elle couvre le Crétacé de la bordure méridionale du bassin du Beausset, jusqu'à la dépression de La Valette.

* * *

IV. — PÉRIODE POSTÉRIEURE À MARCEL BERTRAND

A. LES TRAVAUX DE É. HAUG (1907 À 1925)

L'activité géologique dans la région de Toulon cesse pendant un temps assez long après les dernières publications de M. Bertrand. Elle reprend en 1907, sous la direction de É. Haug à qui est confiée la révision de la feuille de Toulon au 80 000^e, ainsi que les levés au 50 000^e, pour l'éta-

blissement desquels on dispose maintenant d'un précieux instrument de travail, le plan directeur au 10 000^e.

On a déjà vu que M. Bertrand avait abandonné la conception des plis couchés, plis sinueux et plis à arrêt brusque, pour ne voir en Provence qu'une seule grande nappe superposée à des terrains crétacés autochtones. Cette hypothèse, É. Haug la maintiendra et la consolidera dans tous les secteurs explorés de la Basse-Provence, à l'exception toutefois du territoire toulonnais. Dans cette région, en effet, grâce à de nombreux levés à grande échelle, É. Haug ramène à des dimensions plus réduites le recouvrement du Crétacé du bassin du Beausset par le Trias. Il écrit en particulier, à propos du « Lambeau du Beausset » (1925) : « Nous ne connaissons, à l'est de l'îlot du Vieux-Beausset, sur les terrains crétacés du bassin du Beausset, aucun témoin de la nappe triasique que le démantèlement aurait respecté ». Examinant de nouveau la zone plissée de Dardennes, il conclut : « Cette solution (enracinement des plis de la zone des imbrications) est de la plus grande importance, car elle est en contradiction formelle avec l'interprétation de M. Bertrand que j'avais également adoptée autrefois et d'après laquelle les pointements de Trias, de Rhétien et d'Hettangien ne seraient autre chose que des lambeaux de recouvrement découpés par l'érosion dans une nappe superposée au Bathonien autochtone. Les apparences sont en faveur de cette manière de voir, ..., mais l'argument tiré de l'homologie parfaite avec la lame d'Hettangien au nord du col (col du Corps de Garde) m'a définitivement amené à conclure en faveur de l'enracinement primitif des deux lambeaux ».

É. Haug revient ainsi à une conception des phénomènes de recouvrement qui se rapproche de celle présentée par M. Bertrand, en 1890. Les dislocations au nord de Toulon deviennent secondaires par rapport à celles qui ont donné, à l'Ouest, le chevauchement du Beausset. Localisées dans une large aire anticlinale, elles ne justifient pas, par leur structure, des déplacements tangentiels de grande amplitude. L'auteur, pourtant tout acquis aux théories des grands charriages, décrit dans la couverture du Nord-Toulonnais, *des plis à flancs étirés et rompus*, de *vrais plis-failles* formant une unité du style imbriqué (zone des imbrications), *des décollements dus à des plissements dysharmoniques* (Faron, Croupatier et mont Combe), dont le développement justifie la présence de surfaces de discontinuité sans qu'il soit nécessaire de faire appel à des déplacements tangentiels de grande envergure.

Dans l'ensemble, ces idées concordent avec celles auxquelles conduisent mes travaux dans la région nord-toulonnaise. Mais, dans le détail, je m'écarterai souvent des vues de É. Haug, en raison de nombreuses erreurs constatées dans les levés de cet auteur, ainsi qu'à son interprétation des affleurements. Le comblement des lacunes et l'identification exacte des terrains (le Jurassique supérieur calcaire a souvent été confondu avec l'Urgonien) me permettront de donner, des accidents, une image que je crois plus fidèle.

Dans la zone des massifs hercyniens, É. Haug confirme l'existence d'une nappe de phyllades superposée à une série autochtone comprenant le Permien et le Trias en série normale, avec quelques lambeaux de terrains renversés ou non au contact. Les formations paléozoïques en recouvrement se seraient étendues, au Nord, jusque sur le versant méridional des massifs autochtones de Six-Fours et des Playes. Elles auraient en outre, à l'est et à l'ouest de Sicié, couvert les terrains secondaires des unités synclinales du mont des Oiseaux et d'Alon où, selon É. Haug, les phénomènes d'étirement de couches ne peuvent « s'expliquer que par des poussées tangentielles agissant dans une nappe superposée à ces bassins et aujourd'hui enlevée par l'érosion ».

Le mémoire sur la région toulonnaise renferme, en outre, un essai fort intéressant sur l'évolution morphotectonique du secteur situé au sud du Croupatier. La dénudation antérieure au plissement, mise en évidence dans ce secteur par Haug, expliquerait : 1^o « le singulier régime de brachyanclinaux » qui caractérise la zone triasique d'Ollioules; 2^o le déversement vers le Sud des plis qui affectent le versant méridional du Croupatier.

Une autre préoccupation de l'auteur fut d'établir pourquoi les nappes ont pris naissance dans une zone plutôt que dans une autre. À propos de la nappe du Vieux-Beausset, il écrit : « La racine

de cette nappe se trouve située entre le bassin de Bandol et celui du Beausset et l'on conçoit dès lors qu'une bande anticlinale située entre ces deux cuvettes synclinales soit écrasée *par le fait du rapprochement* de ces deux unités tectoniques relativement rigides, *sous l'action de la contraction*, et soit déversée dans le sens de la poussée générale, en se transformant en pli-faille ».

Ainsi, non seulement É. Haug constate des faits, mais encore il donne de ces faits une explication basée, à la fois, sur l'évolution morphotectonique de certains secteurs plissés et sur le comportement réciproque des unités tectoniques rigides qui s'affrontent. Malheureusement, les recherches sur les déformations consécutives à des phénomènes de dénudation demeurent trop rudimentaires, et le comportement réciproque du bassin du Beausset et de celui de Bandol reste lié à une action tectonique — *la contraction* — au sujet de laquelle il n'est donné aucune précision. Malgré la forme à peine ébauchée de ces études, nous trouvons là le fondement même des recherches futures sur la région toulonnaise.

B. PÉRIODE DE 1925 À 1935

Le mémoire de É. Haug sur la région toulonnaise, publié en 1925, trouve un écho dans une note de Zurcher (1926) où il est de nouveau question de l'extension vers l'Est, au-delà d'Ollioules, de la nappe du Beausset. Parent intervient à son tour, dès le début de ses recherches en Provence (1928 *a*), pour assigner à la nappe une limite orientale qui s'étend jusque dans les collines d'Hyères.

É. Haug avait exploré les environs de Toulon, entouré de ses collaborateurs : J. Pfender, A. Lanquine, L. Lutaud, A. Michel-Lévy, E. Maury. Chacun apporte, soit pendant la période d'activité du maître, soit après, une large contribution à la connaissance de la géologie de la région.

J. Pfender (1923) décrit les phtanites à Radiolaires, découverts par É. Haug dans les phyllades de la région toulonnaise. Un seul gisement est cité : celui de Jaumen. Étendant ensuite ses études aux terrains sédimentaires, l'auteur cherche à préciser, par l'examen des microorganismes, la position stratigraphique de certains horizons calcaires, à la limite du Jurassique et du Crétacé (1927 et 1930).

A. Lanquine donne une riche documentation sur la stratigraphie du Jurassique (1929 et 1935 *b*). Ses études le conduisent (1934) à admettre l'enracinement du Trias de Méounes, au nord de Toulon.

L. Lutaud confirme, dans son étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (1924 *a*) l'existence de la nappe de Sicié. La carte des environs de Toulon insérée dans son mémoire fait état d'un accident qui se situe entre les phyllades charriés et les phyllades autochtones des secteurs de La Seyne et de Six-Fours. Étudiant les relations entre les terrains secondaires de la Provence calcaire et le Permien, l'auteur met en évidence un important décollement des couches triasiques à la base du Muschelkalk. Quant au régime des nappes de la Basse-Provence, il le décrit comme « le résultat d'un ensemble de décollements successifs dans une série sédimentaire complexe et primitivement tranquille, décollements ayant été accompagnés de chevauchements et de charriages plus ou moins importants vers le Nord ». Il ne s'agit plus maintenant d'une nappe continue du type de celle décrite par M. Bertrand, mais d'une « série de grandes écailles, charriées et plissées qui résultent de fractures et de décollements ».

A. Michel-Lévy collabore aux levés des feuilles de Toulon au 80 000^e et au 50 000^e et d'Hyères au 50 000^e. Dans la région toulonnaise, il étudie en particulier les terrains éruptifs (1908 à 1913 et 1923).

E. Maury apporte sa contribution dans l'étude des terrains crétacés.

Pendant cette même période de 1925 à 1935, la région toulonnaise est le théâtre d'autres études géologiques de caractère surtout stratigraphique.

Après ses recherches sur la région frontale de la nappe de Sicié, H. Parent s'intéresse à la stratigraphie du Jurassique inférieur et moyen, ainsi qu'à celle du Crétacé supérieur. Parmi les publications de cet auteur, certaines retiendront notre attention en raison des renseignements qu'elles comportent sur les oscillations du niveau des mers au cours des périodes étudiées (1940 et 1944).

Dans sa note « sur quelques Ammonites du Revest, près de Toulon », É. Roch signale (1926) la présence d'espèces albiennes dans des marnes noires retirées des tranchées de fondations du barrage du Revest.

Révisant le Cristallin de la partie occidentale des Maures, H. Schœller signale « la présence des Graptolithes dans les schistes métamorphiques du massif » (1938). Bien avant cette importante découverte stratigraphique, Schœller était entré en discussion avec H. Parent à propos de la région frontale de la nappe de Sicié (1930 *a* et *b*).

Cependant, à la suite d'observations concrètes faites en divers points des domaines plissés, les hypothèses tectoniques évoluent rapidement.

Depuis longtemps déjà, les recherches sur les rapports *entre structure et faciès* fournissent des arguments quasi irréfutables pour le rattachement de tel massif à une nappe déterminée. M. Bertrand, lui-même, n'écrivait-il pas en 1899 qu'il existait « une *stratigraphie spéciale* pour les nappes charriées, tellement spéciale que le caractère en suffirait..., pour faire reconnaître et prévoir le charriage ». Appliquant ce principe, il trouvait la justification de son hypothèse de la *Grande Nappe* dans la présence, aux environs de l'Étoile et d'Allauch, du faciès aptien dit « *de Fontdouille* », faciès considéré en place seulement dans le secteur toulonnais. À ce propos, il écrivait : « Cette nappe est remarquable par le développement spécial de l'Aptien (faciès de Fontdouille) qui fait au contraire défaut dans le massif d'Allauch, et qui, à moins d'aller bien loin au Sud-Est, ne présente ce faciès que dans la nappe renversée ». Ainsi, depuis longtemps, grâce au critère stratigraphique, l'identité d'une masse charriée pouvait être établie.

Mais l'application d'un tel principe rendait vulnérables les hypothèses de charriage basées sur de simples apparences résidant dans l'interprétation de structures spéciales liées à un mécanisme de déformation bien différent de celui qui engendre les nappes.

Or, pendant que, dans le domaine alpin, l'on tire de plus en plus argument des données stratigraphiques pour étayer et élargir la notion de nappes, ailleurs sont mises en évidence des structures révélant *des actions tectoniques très localisées* sans rapport avec celles qui ont provoqué le déplacement au loin de grandes masses de terrains charriés. L'étude des relations entre la couverture et le socle fait apparaître, notamment dans certaines chaînes du pourtour méditerranéen, une tectonique de fond, dont le vieux socle est le siège, et une tectonique de couverture, plus ou moins directement placée sous l'influence du substratum. La présence de couches plastiques (Trias) à la base des terrains de couverture provoque une dysharmonie de plissement, dont une forme exagérée est décrite sous le nom de diapirisme. Il en résulte alors des structures faillées aux multiples aspects faussement attribuées à des dispositifs de nappes.

L'interprétation de ces accidents, d'un type qui devient de plus en plus commun, aboutit à la synthèse de M. Casteras sur la tectonique nord-pyrénéenne.

En Provence, où, grâce aux travaux de G. Denizot (1935) et A.-F. de Lapparent (1933), on distingue maintenant, avec beaucoup de netteté, les principales phases de plissement, les recherches sur la tectogenèse des chaînons et massifs font de grands progrès.

C'est ainsi que L. Lutaud (1935) est conduit à préciser le mécanisme de la mise en place des accidents provençaux décrits antérieurement comme « *des écailles témoignant d'un mouvement de translation* ». Des ébauches de plis formées au Crétacé supérieur auraient été profondément

érodées. Au cours de la phase lutétienne des plissements provençaux, l'anticlinal à charnière érodée se serait rompu dans son axe (zone de moindre résistance) et l'un des flancs aurait glissé sur l'autre dans le sens de la poussée. Ce sont là des images successives que l'on obtient, par exemple, lorsqu'on étudie l'évolution dans le temps du pli chevauchant du Beausset.

Mais les acquisitions faites dans le domaine de la paléogéographie provençale de la fin du Secondaire et du début du Tertiaire, permettent d'assigner aux plis, sur l'emplacement même qu'occupaient leurs ébauches, des limites en dehors desquelles ils ne pouvaient évoluer.

L'application de cette méthode de recherches devait conduire rapidement à la conception de l'enracinement des plis de couverture. Le premier mémoire traitant dans son ensemble de cette importante question paraît en 1934, sous la plume de G. Denizot. En même temps, l'abbé A.-F. de Lapparent enracine les plis d'Ampus, de Salernes et des Bessillons, dans le Haut Var, tandis que Lanquine signale de son côté, aux environs immédiats de Toulon, le caractère autochtone du Trias de Méounes.

Pendant cette période de dix ans qui sépara 1925 de 1935, le problème de l'existence de la nappe de Sicié n'est plus remis en question. Cette structure, il est vrai, s'harmonise parfaitement avec celle décrite plus au Nord, dans la couverture sédimentaire, et il ne pouvait venir à l'esprit du chercheur de désolidariser d'un ensemble tectonique, paraissant bien défini, une unité structurale qui y trouvait normalement sa place. Pourtant les conclusions de M. Casteras sur la structure nord-pyrénéenne, ainsi que les premières observations de G. Denizot et A.-F. de Lapparent sur la tectonique provençale devaient singulièrement ébranler l'opinion de quelques chercheurs.

C. PÉRIODE DE 1935 À 1954

C'est en 1935 qu'est reprise la question des massifs hercyniens de la région de Toulon.

Cette année-là, Lanquine enracine le Trias de Saint-Maximin (1935); les géologues du laboratoire de Marseille, sous la direction de G. Corroy, corrigent la position tectonique des chaînons de la périphérie du massif de la Sainte-Baume (G. Corroy, 1935 *b*; G. Corroy et G. Clauzade, 1935; G. Corroy et M. Gence, 1935). Ceux-ci, considérés jusqu'ici comme charriés, s'enracinent, ainsi que le démontre la présence de terminaisons périclinales.

Dans une synthèse plus générale — *Guide géologique de la Provence occidentale* — parue la même année à l'occasion de l'Excursion Interuniversitaire, G. Corroy et G. Denizot (1935) donnent des plis provençaux une définition montrant que l'une des préoccupations principales des auteurs avait été de préciser les relations réciproques du socle et de la couverture. Ce sont, écrivaient-ils, *des plis de couverture sur une chaîne de fond*.

Pour arriver à une telle conception, il avait été nécessaire de réviser dans son ensemble la tectonique des massifs hercyniens. Entreprise relativement facile dans le massif des Maures où les accidents d'âge pyrénéen, décrits en détail par L. Lutaud et A. Demay, ont leur place normale dans une structure de fond. Les difficultés d'interprétation naissent dans la région toulonnaise où les massifs de phyllades sont représentés comme des lambeaux dépendant d'une nappe de terrains paléozoïques issue d'un massif ancien situé au Sud et maintenant disparu sous les eaux. Les difficultés s'accroissent du fait que L. Lutaud (1924 *a*), ayant reconnu le rôle relativement passif des terrains paléozoïques dans le massif des Maures, faisait de la nappe de Sicié une unité indépendante « résultant de phénomènes plus complets que ceux qui ont disloqué le massif... ». « C'est une véritable écaille indépendante, charriée sur la zone du mont des Oiseaux : elle a progressé à la faveur d'un décollement ayant pris naissance au sein même des terrains cristallophylliens et dont la genèse et l'ampleur sont, dans une large mesure, comparables à celles des nappes de charriage de la Provence calcaire. Dans cette partie occidentale de la Provence cristalline, le soubassement

ancien est plus intimement lié que partout ailleurs au régime tectonique même de la Provence calcaire, et ces terrains cristallophylliens ont pris une part très directe aux grands décollements, accompagnés de charriages, qui ont affecté la série sédimentaire. »

Il n'était dès lors plus possible, sans vérifications préalables, de déduire de la structure des Maures celle des massifs hercyniens des environs de Toulon, et s'il y avait une révision du Paléozoïque à entreprendre, c'est dans cette dernière région que l'activité du géologue devait s'exercer.

Pendant qu'il revoit la géologie de la terminaison occidentale du Gros Cerveau et la zone des recouvrements triasiques du Télégraphe, de Fontanieu et du Beausset ⁽¹⁾, G. Corroy s'attache à l'étude tectonique de certains détails des massifs hercyniens toulonnais. Dès 1933, l'auteur de ces recherches révèle, dans le substratum paléozoïque de la région à l'est de Toulon (Corroy, 1935 a), des structures qui ne s'accordent plus avec l'hypothèse d'une superposition anormale des phyllades au Permien et au Trias, notamment l'extrusion, au sein du Trias de Sainte-Marguerite, d'une lame de phyllades accompagnée de Carbonifère et de Permien.

Dès lors, le problème de l'existence de la nappe de phyllades de Sicié était sérieusement remis en question.

Les observations qui avaient conduit G. Corroy à enraciner *in situ* les massifs paléozoïques de la région toulonnaise n'avaient fait l'objet d'aucune remarque particulière en 1936, lors de la Réunion Interuniversitaire en Provence. Cependant, ces faits devaient demeurer, aux yeux de certains observateurs, encore insuffisamment démonstratifs pour qu'ils en reviennent à admettre l'autochtonie des massifs hercyniens. Ainsi M. Lugeon à la suite de la réunion jubilaire des œuvres de M. Bertrand écrivait (1950) : «...*Les phyllades sont chevauchantes, elles viennent par le haut et non par le bas* ». Lugeon était soutenu dans cette idée par E. B. Bailey (1953).

Ce retour à la conception de la nappe de Sicié ne traduisait pas une légitime réaction d'éminents géologues contre une hypothèse (celle de l'enracinement) qu'ils jugeaient insuffisamment étayée. Il se justifiait surtout par le fait que le lecteur n'avait sous les yeux, pour interpréter la position tectonique des massifs de phyllades, que les anciens levés de M. Bertrand, Ph. Zurcher et É. Haug, dont l'exactitude, en un point, semblait être prouvée par les observations de J.-P. Destombes sur le cap Sicié.

Ainsi, au moment où je réunissais les matériaux de ma synthèse sur la région toulonnaise, un doute semblait subsister encore, chez certains géologues, sur la position tectonique des massifs hercyniens. Quant au Trias du Beausset, il demeurait considéré comme la « partie frontale d'un anticlinal couché qui aurait déferlé par dessus le Gros Cerveau sur le bassin crétacé. Sa racine est située au sud de ce chaînon et des collines du Télégraphe et de Fontanieu. Le chevauchement s'est effectué sur une longueur de 13 kilomètres, WNW-ESE, avec une flèche maximum de 6 kilomètres vers le Nord » (G. Corroy et G. Denizot, 1935).

Les autres accidents de la zone des chaînons et massifs nord-toulonnais n'avaient pas, en dehors de mes propres observations, reçu d'autre interprétation tectonique que celle donnée par É. Haug (1925).

Au cours de cette dernière période postérieure à 1935, la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé est reprise et complétée. Parmi ces travaux, que je citerai dans l'aperçu stratigraphique, on relève notamment celui de S. Fabre (1940), dans lequel sont précisées les phases tectoniques crétacées, préparatoires des plissements provençaux du Tertiaire.

(1) G. Corroy relève d'importantes erreurs de levés, notamment celle du prolongement vers l'Est, au sud du chaînon du Gros Cerveau, de l'Aptien du Grand Vallat et de la Clavelle. Le grand décrochement séparant les deux compartiments occidentaux du Gros Cerveau est exactement repéré. Mais le chevauchement du Beausset ne subit aucune altération du fait de ces nouvelles études.

Mais, pendant que s'élaborait ma synthèse, les régions plissées alpines et périalpines étaient le théâtre de nouvelles recherches concernant le mécanisme même de la déformation des terrains de couverture.

L'interprétation cinématique de la déformation, analysée par J. Goguel dans son traité de tectonique (1952), est illustrée, dans le Jura par exemple, grâce à de nombreux exemples de tectogenèse devenus classiques depuis les études de L. Glangeaud. Le rôle de la dénudation dans le développement des phases de plissement, souligné par L. Lutaud (1935), apparaît comme un facteur important de l'évolution morphotectonique des reliefs de couverture. Grâce à l'application d'une telle technique, J. Aubouin donne, dans la région provençale, une explication très satisfaisante de l'évolution du pli du Cannet des Maures (1953 *a* et *b*).

L'interprétation dynamique de la déformation des terrains, à laquelle s'attache particulièrement J. Goguel (1952), permet non seulement de caractériser les différentes forces qui agissent pour donner un système plissé complexe, mais encore de reconnaître les divers types de déformations dus à l'action d'une force unique sur un ensemble hétérogène. J. Goguel applique ce principe de l'interprétation mécanique à l'analyse des phénomènes tectoniques qui se déroulent sous la seule action du poids des terrains décollés. Il tempère ainsi la théorie de l'écoulement, magistralement exposée par M. Gignoux (1948) : « La tectonique d'écoulement n'est donc pas une panacée qui puisse expliquer toutes les déformations des terrains superficiels. C'est un phénomène très important, qui suffit à lui seul pour expliquer certaines déformations et se combine, dans la majorité des cas, avec la compression horizontale de l'écorce, qui constitue le moteur essentiel de la tectonique ».

Une application de la théorie de l'écoulement ayant été envisagée par G. Corroy pour expliquer la genèse des plis couchés en Provence (1942), j'étudierai ici dans quelle mesure la gravité, invoquée, d'autre part, par J. Goguel pour expliquer la fréquence des étirements de couches dans les plis provençaux (1943), a pu intervenir dans la mise en place des unités tectoniques de la région toulonnaise.

*
* * *

V. — DÉLIMITATION DU SUJET ET OBJET DES RECHERCHES

Dans une région aussi minutieusement analysée que celle des environs de Toulon, il eût été difficile, en dehors des circonstances qui précédèrent la mise en route de ce travail, de fixer *a priori*, les buts et limites d'une étude qui pouvait aboutir, après de longues années de recherches, à une simple confirmation des faits antérieurement établis.

Mais cette région, fouillée dans les moindres détails⁽¹⁾, venait de faire l'objet, de la part de G. Corroy et G. Denizot, d'observations nouvelles conduisant à des interprétations tectoniques différentes de celles sur lesquelles le doute paraissait ne plus pouvoir subsister.

Il y avait donc dans les secteurs géologiques toulonnais un certain nombre de détails qui avaient échappé aux observations des maîtres qui m'avaient précédé, et dont l'importance pouvait être considérable, quant à l'interprétation de la tectonique locale. Il devenait intéressant de prospecter encore davantage le terrain. Cette tâche, *premier but de mes recherches*, je l'ai poursuivie sans idées préconçues, avec la seule intention de compléter les levés antérieurs, corrigeant çà et là les interprétations stratigraphiques erronées.

⁽¹⁾ Ph. Zurcher, n'écrivait-il pas en 1926, à propos du mémoire de É. Haug : « Cette description à laquelle il semble qu'il soit impossible d'ajouter de nouveaux éléments ».

Ce travail d'analyse, dont l'objet essentiel est la description détaillée des différentes unités tectoniques du secteur toulonnais, s'appuie sur des connaissances stratigraphiques qui s'étendent du Paléozoïque aux formations tertiaires. L'échelle stratigraphique, bien connue pour le sédimentaire, était encore, au début de mes travaux, à l'état de rudiments pour le Paléozoïque. Je me suis donc attaché à rechercher s'il existait, dans les phyllades, une série-type susceptible d'être utilisée pour la description structurale des massifs hercyniens. Dans les terrains sédimentaires, j'ai cherché à définir avec précision *chacun des horizons*, afin d'éviter les confusions d'étages, préjudiciables à l'interprétation tectonique et paléogéographique.

La région décrite groupe toutes les unités situées entre le rivage méditerranéen et une ligne septentrionale et orientale reliant Saint-Cyr à Hyères, par le Plan du Castellet, le Bec de l'Aigle, le Grand Cap et Solliès-Pont.

J'y distinguerai, comme l'a fait déjà É. Haug, différents ensembles dont la morphologie est conditionnée par la structure géologique et la constitution lithologique.

Ce sont, du Sud au Nord :

1° La zone des massifs hercyniens;

2° La dépression permienne;

3° La zone triasique de l'Ouest de Toulon et le bassin de Bandol;

4° La zone des chaînons et massifs nord-toulonnais;

5° Le bassin du Beausset et les recouvrements du Télégraphe, Fontanieu, le Vieux-Beausset.

Les levés au 20 000^e terminés, les coupes établies, les blocs-diagrammes dressés, j'ai estimé que les éléments recueillis pouvaient me conduire à une *étude synthétique* de la région toulonnaise. Le lecteur averti trouvera sans doute que le comportement tectonique, particulier et réciproque, des massifs paléozoïques et de la couverture sédimentaire apparaît bien peu classique : cependant, s'il est une région provençale où l'on doit tenter de montrer les relations qui existent entre les déformations de la couverture et celles du socle cristallin, c'est bien la région toulonnaise au sein de laquelle on voit réellement la couverture participer intimement, par sa base, aux mouvements du socle.

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE

I. — GÉNÉRALITÉS

Très tôt en Provence, et en particulier dans la région toulonnaise, le géologue s'est donné pour tâche de préciser au maximum la stratigraphie des terrains participant aux accidents complexes qui affectent la région.

Lorsque É. Haug écrivit son mémoire, en 1925, la constitution générale des environs de Toulon était déjà bien connue grâce aux recherches de M. Bertrand, L. Collot, H. Coquand, L. Dieulaufait, H. Douvillé, D. Rossy, A. Toucas, etc. Le résumé qu'en donne alors l'auteur, enrichi des observations inédites ou publiées de J. Pfender, A. Lanquine, L. Lutaud, A. Michel-Lévy, E. Maury, constitue la base d'une stratigraphie locale à laquelle je me suis tout de suite référé.

Mais, après 1925, d'importants travaux concernant la région toulonnaise sont venus compléter les descriptions de É. Haug. A. Lanquine publie ses recherches sur le Jurassique; H. Parent fait part de ses observations sur quelques points de détails du Jurassique et du Crétacé; H. Schoeller découvre les schistes à Graptolithes du Fenouillet, près d'Hyères; S. Fabre-Taxy présente une synthèse sur les terrains transgressifs du Crétacé supérieur; L. Moret découvre les couches sénoniennes à Spongiaires; É. Roch étudie un gisement d'Ammonites albiennes au Revest; R.-P. Charles précise la stratigraphie du Lias.

De cette documentation, complétée par des observations personnelles, j'ai extrait les principaux faits qui me permettent de définir les caractères essentiels des terrains qui entrent dans la constitution des unités tectoniques de la région toulonnaise.

*
* *
*

II. — LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

A. LE PALÉOZOÏQUE MÉTAMORPHIQUE

Les terrains métamorphiques qui affleurent dans la région toulonnaise appartiennent tous à la série des *phyllades*.

Jusqu'ici ces phyllades n'ont fait l'objet d'aucune étude stratigraphique détaillée. É. Haug signale bien des bancs de quartzites et des phtanites à Radiolaires intercalés dans les schistes sériciteux, mais il n'en tire aucune conclusion. Sur la feuille de Toulon au 80 000^e, 2^e édition, publiée en 1950, les phyllades de la région toulonnaise apparaissent toujours sous une même teinte, avec la désignation **x**. Cette indétermination est d'autant plus frappante que, dans la région d'Hyères,

grâce aux travaux de H. Schoeller, on a pu distinguer, dans cette formation : les *quartzites et phyllades de Giens et de Porquerolles* (Silurien = s), les *phyllades d'Hyères* (x³), les *quartzites et phyllades de Loli* (x²), les *phyllades de Bénat et de Port-Cros* (x¹).

Au début de mes recherches, les phyllades de la région toulonnaise étaient donc toujours présentées comme « des schistes d'un gris vert plus ou moins foncé, quelquefois noirs, finement feuilletés, très satinés et souvent froissés ou plissotés », dans lesquels « l'étude microscopique a révélé à M. Albert Michel-Lévy la présence, outre le quartz à grains fins et la séricite en paillettes, qui sont particulièrement abondants, de mica blanc, de chlorite et, plus rarement, de zircons, de fins cristaux de tourmaline et de nombreuses aiguilles de rutile, éléments qui indiquent un métamorphisme déjà assez avancé, rendant bien minimes les chances de trouver dans les phyllades des fossiles macroscopiques » (É. Haug, 1925).

Réprenant l'examen de cette formation, je suis arrivé à y identifier une succession continue de terrains allant de la série inférieure des Lèques aux phyllades supérieurs de la Vieille-Garde et de Peyras. Les niveaux-types ont été analysés dans la presqu'île de Sicié et les environs de Six-Fours où l'on observe, au sein des compartiments hercyniens, des accidents de style plastique à la faveur desquels sont conservées intactes des séries continues de terrains, avec termes de passage entre les différentes formations.

Le contact anormal sinueux allant du promontoire de l'Éperon à l'extrémité orientale des collines de Coste Chaude (failles de l'Éperon et de Peyras) sépare deux secteurs de constitution lithologique bien différente (tableau ci-dessous) :

- au Nord et au Nord-Ouest, *secteur des Lèques-Six-Fours-La Seyne-les Playes*;
- au Sud-Est, *secteur de la Vieille-Garde et de Fabrègas*.

LA SÉRIE PALÉOZOÏQUE DU CAP SICIÉ ET DE LA RÉGION DE SIX-FOURS

SECTEUR DES LÈQUES-SIX-FOURS-LA SEYNE LES PLAYES		SECTEUR DE LA VIEILLE-GARDE ET DE FABRÉGAS	
<i>Carbonifère des Playes</i>			
— Discordance —			
<i>Série de Fabrègas</i>		Phyllades de Peyras. Schistes en dalles de la Grande Calanque. Quartzophyllades de la Grande Calanque. Série des Schistes noirs de la Vieille-Garde : Phyllades noirs; Phyllades noirs ampéliteux. Schistes gréseux gris.	
<i>Série de la Vieille-Garde</i>	<i>Arkoses des Playes</i> — Discordance —	<i>Arkoses de la Vieille-Garde</i> — Discordance —	
<i>Série de Six-Fours</i>	Quartzophyllades gris noir des Playes. Phyllades supérieurs de Six-Fours. Quartzites et quartzophyllades de Six-Fours. Phyllades inférieurs de Six-Fours.	Quartzophyllades de la pointe de Sicié. Phyllades de la pointe de Sicié.	
<i>Série des Lèques</i>	Phyllades et phtanites des Lèques, Six-Fours, La Seyne. Schistes verts des Lèques à sills de dolérites et poudingues intraformationnels.		

1. Secteur des Lèques — Six-Fours — La Seyne — les Playes.

Le Paléozoïque métamorphique de ce secteur forme un puissant ensemble de l'ordre du millier de mètres, dans lequel on distingue deux séries de phyllades (fig. 1) :

- série des Lèques;
- série de Six-Fours et des Playes.

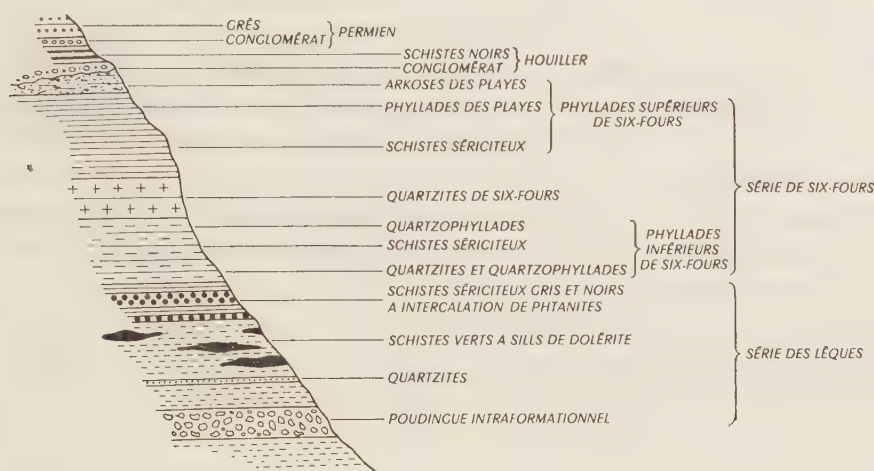


FIG. 1. — Série paléozoïque du secteur des Lèques - Six-Fours - La Seyne - les Playes

a. Série des Lèques.

À la base, ce sont des schistes phylladeux verts ou gris vert s'altérant en schistes argileux vert clair. La formation « SCHISTES VERTS DES LÈQUES » renferme quelques rares intercalations de phyllades et quartzophyllades noirs et de quartzites clairs en petits bancs. Un poudingue intraformationnel « POUDINGUE DES LÈQUES », de 50 mètres de puissance environ, affleure dans le noyau du pli anticlinal des Lèques. Il est constitué par des galets de quartzites blancs et rubanés, de schistes et de roches feldspathiques kaolinisées, disséminés dans un ciment de schistes verts; les galets, fusiformes et plissés, sont souvent déformés par étirement. Des sills de dolérite très altérée s'intercalent dans les schistes; des basaltes datant des plissements hercyniens, forment des dykes à épontes silicifiées et minéralisées (pyrite), bien visibles dans l'anse de la Fosse et le promontoire de Mal-Dormi. Cette série, très peu métamorphique, est fortement plissotée; les montées siliceuses y déterminent la formation de filonnets de quartz, les uns interstratifiés, les autres recoupant la schistosité. L'invasion par le quartz filonien s'observe sur les lignes de dislocations (plis et failles). Il apparaît alors, au sein des phyllades, des bancs indurés par la silice qui s'orientent parallèlement à la direction des accidents. Une coupe de ces terrains peut être facilement observée sur le chemin conduisant des Lèques à la pointe de l'Éperon; les pendages sont en général orientés vers le Nord-Ouest.

Les schistes des Lèques occupent une grande partie de la presqu'île de Sicié (lambeau de Janas, pli des Lèques); au nord de la faille de Balaguiér, ils n'affleurent nulle part dans les massifs hercyniens à l'est et à l'ouest de Toulon.

Au-dessus des schistes des Lèques, on observe une formation caractéristique : les PHTANITES DES LÈQUES, SIX-FOURS, LA SEYNE.

Les phtanites de la région toulonnaise, découverts par É. Haug, ont été étudiés par J. Pfender (1923). Il s'agissait d'une roche recueillie dans le gisement de Jaumen, à l'ouest de La Seyne. Les

préparations en lames minces ont permis à J. Pfender de « déceler la présence de Radiolaires abondants, mal conservés mais indubitables, qui permettent le rapprochement de ces phtanites avec ceux d'âge précambrien décrits par M. Cayeux ».

L. Cayeux, qui a examiné les préparations, déclare notamment (Pfender, 1923) : « la roche procède d'une boue extrêmement fine, complètement dépourvue de quartz détritique, ainsi qu'on peut le constater dans tous les points où l'abondance de la matière charbonneuse a entraîné la cristallisation de la silice. Elle ressemble aux phtanites du Précambrien de Bretagne à un degré tel, qu'il est impossible d'en différencier les préparations ».

Le gisement de Jaumen est présenté par J. Pfender comme formé de « plusieurs petits bancs peu épais intercalés dans les phyllades et plongeant régulièrement au NE, comme eux ». Quant à la localisation des phtanites, l'auteur écrit : « les phtanites sont dans l'autochtone, il sera intéressant de voir s'ils y sont localisés, ou s'il en existe encore, non encore entièrement broyés, dans la nappe ».

Or, dans les phyllades de Sicié supposés charriés, non seulement les phtanites sont présents à l'état non broyé, mais encore ils forment avec les roches sous et susjacentes une série continue au sein de laquelle ils constituent un banc-repère d'un très haut intérêt au point de vue stratigraphique. Je puis même affirmer que c'est grâce à ce repère que certains problèmes délicats de la tectonique des massifs hercyniens de la région toulonnaise ont pu être élucidés.

À Jaumen, où les phtanites forment le noyau d'un anticlinal très aigu, aucun indice ne permet de définir la position stratigraphique de cette formation.

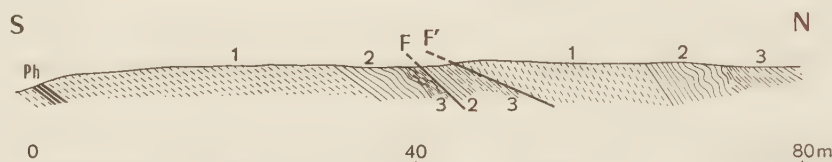


FIG. 2. — Affleurement de phtanites de l'aire de Clinchamp, à l'est du Brusac

1. Schistes verts des Lèques à intercalations de phtanites. — 2. Phtanites. — 3. Phyllades et quartzophyllades verts, gris et noirs.

Mais dans le quartier de Clinchamp, sur le chemin des Lèques, j'ai relevé une coupe précisant justement cette position (fig. 2).

Les phtanites occupent là, dans une série tranquille qui ne peut être contestée, le sommet des schistes verts des Lèques. Ils apparaissent d'abord sous la forme de deux petits bancs de 12 et 20 centimètres d'épaisseur, intercalés dans les schistes verts. Puis vient une couche d'une vingtaine de mètres de puissance, formée de petits bancs plissotés affectés de dédoublements écaillés. La formation est recouverte par des schistes sériciteux gris et noirs, à patine verdâtre. La coupe s'arrête là sous l'aire de Clinchamp. Au Nord-Ouest, elle se complète par des quartzophyllades et des quartzites constituant les horizons de base de la puissante série de Six-Fours.

Dans cette coupe, la stratification des phtanites et la schistosité des phyllades s'orientent dans le même sens. Les schistes verts des Lèques, les phtanites et les phyllades, les quartzophyllades et les quartzites de la base de la série de Six-Fours résultent donc d'une sédimentation continue dans un bassin où devait jouer la subsidence.

La position stratigraphique des phtanites est rigoureusement la même sur toute l'étendue des massifs de phyllades de la région toulonnaise. En aucun point je n'ai observé ce terrain en intercalations à des niveaux plus hauts ou plus bas que celui défini ci-dessus. À Jaumen, la formation ne s'intercale pas dans les schistes inférieurs de Six-Fours; constituée par deux bancs qui se rejoignent vers l'Est, elle occupe en réalité le noyau d'un anticlinal très resserré, légèrement déversé au Sud (fig. 24).

En dehors de l'anticlinal des Lèques, du lambeau de Janas et du pli de Jaumen, les phtanites

ont encore été observés dans la charnière du pli déjeté de La Seyne (Gavet), ainsi qu'à la base des quartzophyllades du dôme de Lamalgue. Dans le compartiment anticlinal de La Seyne, ils supportent une formation verdâtre (schistes à albite et actinote) pouvant représenter un tuf basique métamorphique.

Les phtanites, associés à des schistes verts au sein desquels s'identifie un horizon de poulingues intraformationnels, accentuent la curieuse analogie que présente l'ensemble de la série des Lèques avec les formations précambriennes (Briovérien) de Bretagne (P. Pruvost, 1949).

b. Série de Six-Fours et des Playes.

La Série de Six-Fours fait suite stratigraphiquement aux formations à phtanites. Elle comprend essentiellement, de la base au sommet : les *phyllades inférieurs de Six-Fours*, les *quartzites de Six-Fours*, les *phyllades supérieurs de Six-Fours*, les *phyllades et arkoses des Playes*.

Les PHYLLADES INFÉRIEURS DE SIX-FOURS débutent par des quartzites roux et des quartzophyllades; puis viennent des schistes sériciteux clairs lardés de quartz, passant insensiblement, vers le haut, à des quartzophyllades en petits bancs traversés par des filonnets de quartz et de magnétite. Ce dernier minéral, diffusant dans les phyllades, donne d'importants amas ferrugineux.

Les QUARTZITES DE SIX-FOURS sont des roches compactes blanches, en petits bancs à la base, mais plus massives au sommet. La formation, fortement injectée de quartz, constitue un horizon continu de 40 mètres de puissance environ, partout situé au-dessus des quartzophyllades. Le passage de ces dernières formations aux quartzites est en général insensible. En quelques points néanmoins, la transition est plus brutale; on observe alors à la base des quartzites massifs un horizon ferrugineux de quelques centimètres de puissance.

Les PHYLLADES SUPÉRIEURS DE SIX-FOURS sont des schistes sériciteux lardés de quartz. Ils passent, au sommet, à des quartzophyllades gris satinés en très petits bancs, intercalés dans des séricitoschistes gris et noirs : les PHYLLADES DES PLAYES.

Les ARKOSES DES PLAYES affleurent à l'ouest du petit col qui franchit la colline en son milieu. De couleur rose ou brune, elles présentent la structure grossière d'une roche originellement détritique. Sur un fond siliceux recristallisé se détachent des cristaux de quartz et de feldspath clastiques, ainsi que des fragments macroscopiques des formations inférieures. Cette formation est discordante stratigraphiquement sur les phyllades sous-jacents. Dans cette discordance, É. Haug aurait vu le passage du plan de chevauchement de la nappe de Sicié. Le lambeau d'arkoses reposant, d'après cet auteur, sur les phyllades des Playes par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité mécanique, représenterait un témoin avancé de la nappe. Mes observations ayant montré que les arkoses disparaissent en biseau sous le Houiller discordant du sommet du massif (fig. 3), j'ai admis, contrairement à l'hypothèse soutenue par É. Haug, que cette formation est bien en place au point où elle a été observée. Elle représenterait le témoin d'un horizon pétrographique originellement plus puissant et plus étendu, que l'érosion antécarbonifère aurait épargné.

À l'est du col des Playes affleure un terrain qui occupe, entre les phyllades des Playes et le Houiller, une position identique à celle des arkoses. C'est une roche grise parcourue par des traînées ferrugineuses. Au microscope, on y observe une pâte siliceuse finement cristallisée ren-

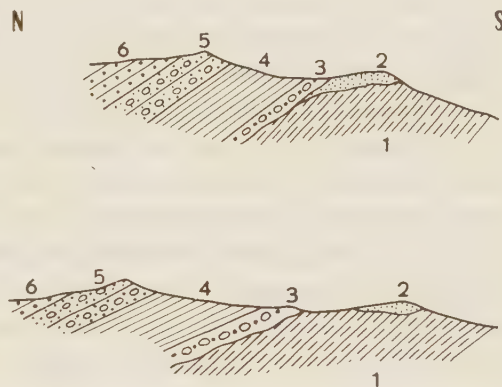


FIG. 3. — Position stratigraphique des arkoses des Playes.

1. Phyllades des Playes. — 2. Arkoses des Playes. — 3. Conglomérat de base du Houiller. — 4. Schistes houillers. — 5. Conglomérat de base du Permien. — 6. Schistes et grès permien.

fermant des phénocristaux de quartz plus ou moins corrodés et du feldspath altéré par pseudomorphose. Il s'agit là certainement d'une *formation rhyolitique métamorphisée*.

Les terrains de la série de Six-Fours entrent, à l'exclusion de toute autre formation, dans la constitution des massifs hercyniens de la région toulonnaise, situés au nord de la faille de Balaguier. Les quartzites constituent un banc-repère d'une grande valeur stratigraphique. Grâce à lui j'ai pu préciser la forme générale du compartiment anticlinal de La Seyne et donner la véritable signification tectonique des massifs de Lamalgue et du Pradet, à l'est de Toulon.

2. Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrègas (fig. 4).

Au sud-est de la faille de l'Éperon-Peyras, apparaissent des phyllades de teinte généralement foncée, qui reposent au Sud sur un horizon clair d'aspect grenu. La base de cette série, renfermant d'autres phyllades, n'est visible qu'en quelques points du rivage, au bas des falaises méridionales du cap Sicié.

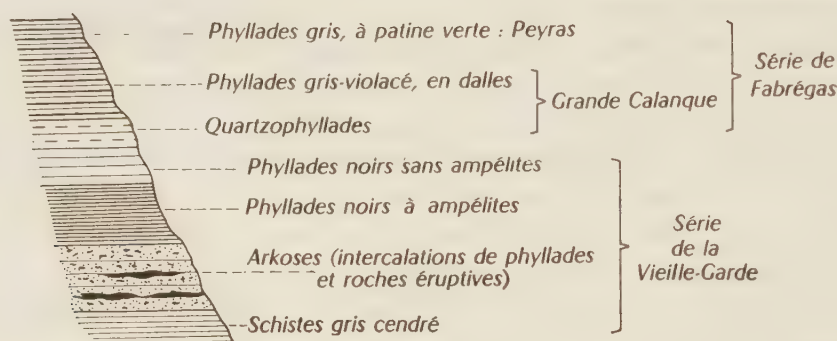


FIG. 4. — Série paléozoïque du secteur de la Vieille-Garde - Fabrègas

a. Série de la Vieille-Garde.

Les formations les plus inférieures, « **PHYLLADES DE LA POINTE DE SICIÉ** », sont des schistes sériciteux et des quartzophyllades gris noir du type de ceux décrits sous le nom de **PHYLLADES DES PLAYES**, au sommet de la série de Six-Fours. Ces roches chargées en séricite passent localement à des schistes chloriteux gris verdâtre.

Au-dessus reposent des arkoses grossières blanc verdâtre ou grises au sein desquelles s'intercalent des bancs de schistes sériciteux et des coulées de roches éruptives basiques. Ce sont les **ARKOSES DE LA VIEILLE-GARDE**. À leurs constituants normaux, s'ajoutent des galets de schistes sériciteux et de quartzophyllades empruntés aux terrains sous-jacents. Cette formation, puissante de 40 à 50 mètres, constitue la partie inférieure de la falaise du cap Sicié, entre les Roches-Tombées et la pointe de la Vieille-Garde. Elle rappelle, par sa constitution, celle des Playes sur laquelle reposent en discordance les terrains du Houiller.

Au-dessus viennent les **PHYLLADES NOIRS DE LA VIEILLE-GARDE** dans lesquels on distingue, de la base au sommet :

- les *schistes gréseux gris*;
- les *phyllades noirs inférieurs à veines d'ampélites* (4 à 5 niveaux);
- les *phyllades noirs supérieurs sans ampélites*.

Les phyllades noirs, graphiteux dans quelques horizons, présentent une minéralisation pyriteuse caractéristique. Les montées siliceuses y déterminent des dépôts de quartz sous la forme de filons ou d'amas. La formation, très plastique et fortement plissotée, présente de grandes irréguli-

larités de puissance. Les injections de quartz, qui atteignent surtout les zones d'accumulation des schistes, peuvent être observées notamment dans le secteur de la Vieille-Garde et sur le trajet du souterrain de Sicié (les Moulières).

Tous ces terrains observés à l'extrémité sud-orientale du cap Sicié sont groupés dans la *Série de la Vieille-Garde*.

b. *Série de Fabrégas.*

Cette série renferme les termes les plus élevés des terrains antéhouillers de la presqu'île de Sicié et de la région de Six-Fours. On y distingue :

- les *quartzophyllades de la Grande Calanque*;
- les *phyllades gris violacé de la Grande Calanque*;
- les *phyllades de Peyras*.

Les QUARTZOPHYLLADES DE LA GRANDE CALANQUE surmontent les phyllades noirs de la Vieille-Garde, soit normalement, soit par l'intermédiaire de surfaces de chevauchement. Ce sont des formations massives, indurées par des injections de quartz. La roche, rigide et cassante, donne de grandes dalles chevauchantes qui ressortent, dans la topographie, sous forme d'arêtes continues.

Les PHYLLADES GRIS VIOLACÉ DE LA GRANDE CALANQUE sont des roches massives et compactes, présentant, sur la tranche des affleurements, un clivage en dalles ou en éclis. L'ensemble, très homogène, renferme seulement quelques bancs injectés de quartz et quelques intercalations de quartzites clairs en petits bancs.

La série se termine par des phyllades gris foncé ou gris violacé, à patine verte ou rousse (PHYLLADES DE PEYRAS). La formation, moins compacte et moins homogène que la précédente, renferme des sills de dolérite et des bancs fortement injectés de quartz.

3. Relations stratigraphiques entre les séries de la Vieille-Garde et des Playes.

Les arkoses de la Vieille-Garde et celles des Playes étant identiques par leurs caractères pétrographiques, par leur degré de métamorphisme et par la nature des matériaux qu'elles remanient, sont de même âge; ce fait a pour conséquence de placer la série de la Vieille-Garde en continuité stratigraphique avec celle de Six-Fours. Les arkoses des séries décrites reposant sur les mêmes formations remaniées, nous pouvons admettre que les terrains de la Vieille-Garde, à la base desquels nous trouvons ces arkoses, sont d'âge plus récent que ceux des Lèques, de Six-Fours et de La Seyne, couronnés aux Playes par la même formation.

La série la plus récente a été détruite, dans le massif des Playes, jusqu'aux arkoses. Cette lacune stratigraphique, témoin d'une phase de pénéplanation antécarbonifère, détermine, dans ce dernier massif, un pli anticlinal hercynien auquel faisait suite, au Sud, un synclinal : le *synclinal de la Vieille-Garde*.

B. LE PALÉOZOÏQUE SÉDIMENTAIRE

1. Le Houiller.

Le Houiller est constitué, dans la région toulonnaise, par des conglomérats, grès et schistes noirs, que l'on peut observer irrégulièrement distribués à la limite des massifs de phyllades. Les conglomérats et les grès n'affleurent que dans les secteurs peu tourmentés (les Playes); les schistes noirs représentent seuls les terrains houillers dans les séries étirées, soit au sein du Permien, soit au contact des phyllades.

Une série complète est visible dans le massif des Playes, au sommet d'un petit col qu'emprunte le chemin de Notre-Dame-de-Pépiole à Six-Fours.

La formation débute par des poudingues à gros galets de quartz et d'éléments divers empruntés aux phyllades. Sur ce conglomérat de base reposent des schistes quartzeux gris foncé, passant à des schistes noirs dans lesquels s'intercalent des bancs, peu épais (10 à 20 centimètres) mais nombreux, de formation limoniteuse assez riche en fer. La série se termine par des schistes noirs à minces passées charbonneuses.

La flore à *Pecopteris*, *Calamites* est stéphanienne; elle est comparable à celle des environs d'Hyères qu'a révisée H. Parent (1932).

Le genre *Walchia* que j'ai découvert dans la carrière des Playes situe ce Houiller dans le *Stéphanien supérieur*. Parmi la flore, signalons en outre la présence de Sigillaires ⁽¹⁾ (*Sigillaria brardi*, forme *menardi* BRONGN. ⁽²⁾).

En dehors des gisements déjà décrits par A. Falsan, É. Dumas et Max. de Lanversin, M. Bertrand, Ph. Zurcher, j'ai reconnu la présence du Houiller sur le versant NW du massif des Playes. Les affleurements numérotés 1, 2 et 3 apparaissent dans le Permien comme des lames éjectées constituées essentiellement par des schistes noirs (fig. 26).

En outre, un sondage récent a révélé, sous une épaisseur de 50 mètres de Permien, la présence des schistes, grès et conglomérats houillers, avec imprégnation de roches éruptives, à l'est du mont des Oiseaux, près d'Hyères.

Parmi les gisements des environs d'Hyères décrits par A. Falsan (1863), celui qui est situé sur le versant oriental de la Colle Noire, face au Château de Richet, est en réalité un lambeau de Grès bigarré pincé dans un synclinal étroit.

2. Le Permien.

La distribution du Permien en compartiments tectoniques isolés ne permet pas, dans la région de Toulon, d'établir des subdivisions stratigraphiques au sein de la formation. Certains de ces compartiments, en position surélevée (les Playes), ne renferment que les horizons inférieurs et moyens de la série, d'autres, en position affaissée (région à l'est de Toulon), se montrent seulement constitués par les couches rouges supérieures. La succession complète pourrait être étudiée dans la dépression de La Seyne; mais les alluvions empêchent là toute observation de détail.

Par le rapprochement des levés faits en divers secteurs, j'ai pu néanmoins distinguer trois horizons :

L'*horizon inférieur* est constitué par des poudingues à gros éléments empruntés aux phyllades ou au Houiller. Il prend un grand développement dans le massif des Playes où il est discordant sur le Houiller.

L'*horizon moyen* comprend des grès grossiers et arkoses généralement de couleur claire, alternant au sommet avec des grès plus fins colorés en rouge. Des bancs argilo-sableux se chargent de silice : la roche, prenant alors une teinte verdâtre, a été confondue par Zurcher (1893) avec les phyllades (contact anormal de Notre-Dame-de-Pépiole).

L'*horizon supérieur*, le plus répandu dans la région de Toulon, est représenté par une alternance de grès plus ou moins grossiers, passant du rouge au violet, de psammites et de schistes argilo-sableux rouges, verts ou noirâtres. Des rognons jaunâtres calcaréo-siliceux interstratifiés dans les schistes et grès rouges, s'observent parfois (Pradet-Mourillon) au contact avec le Carbonifère.

⁽¹⁾ Empreintes de Sigillaires recueillies par le colonel Giraud.

⁽²⁾ Détermination Charles Greber.

Dans le Permien du massif de la Colle Noire, on observe des intrusions basaltiques formant, d'après A. Michel-Lévy, « trois coulées superposées, interstratifiées dans les poudingues de la partie supérieure du Permien ». Ces basaltes, étudiés par cet auteur « présentent, au premier temps de consolidation, des cristaux peu nombreux de labrador-bytownite et d'augite violacée titanifère; au deuxième temps, de fins microlithes de labrador à 66 % d'anorthite, de l'augite et de la magnétite. Ils contiennent de petites enclaves de quartz, entourées de fines aiguilles d'augite. Au centre des coulées, la roche devient finement grenue et passe à une microdiabase. Ce type se trouve à Saint-Mandrier, en coulée dans le Permien, et en filons dans les schistes sériciteux du cap Sicié ».

J'ai observé ces formations basaltiques de la Colle Noire et ai remarqué la forme laccolithique de quelques intrusions. Autour de ce basalte, le Permien, très disloqué, présente des pendages variables. Entre les bancs disjoints et dans les failles, la lave s'insinue profondément.

Dans les bancs supérieurs du Permien, quelques mètres au-dessous des formations du Grès bigarré, minéralisées par des imprégnations de sulfure de cuivre (gisement de la Garonne), une roche noire fortement silicifiée, se débitant en petites lames ou en parallélépipèdes, s'intercale dans les grès, en couches interstratifiées. Les bancs, épais à l'Ouest (à proximité du gisement), s'amincissent et se terminent en biseau vers l'Est, dans la direction des affleurements de basalte. Les minéraux qui les constituent paraissent ainsi provenir d'un autre appareil volcanique plus profond que le précédent, et qui se trouverait, maintenant, recouvert par les eaux. C'est certainement à l'activité fumerollienne de ce dernier matériel éruptif, et non aux intrusions basaltiques, qu'il faut attribuer la minéralisation du Grès bigarré. Les basaltes de Carqueiranne, que l'on peut rattacher à un volcanisme plus ancien que celui auquel est due cette minéralisation, serait donc d'âge permien.

A. Michel-Lévy considère comme permienne l'andésite de La Garde qui forme, à l'est de Toulon, un pointement rocheux ayant l'apparence d'un neck.

Les dépôts du Houiller et du Permien représentent deux séquences sédimentaires témoignant de phénomènes orogéniques d'importance inégale.

Le Houiller, discordant sur des terrains métamorphiques érodés jusqu'aux arkoses, succède à une phase tectonique hercynienne (phase antéstéphanienne) beaucoup plus importante que celle qui précède le dépôt du Permien (phase antésaxonienne). L'activité volcanique au Permien, qui se prolonge jusqu'au début du Trias (minéralisation du Grès bigarré de la Colle Noire), illustre les derniers soubresauts des mouvements hercyniens, dans le massif des Maures.

*
* *
*

III. — LES TERRAINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES

A. LE TRIAS

Le Trias de la région toulonnaise comprend les trois divisions du « type germanique » : Trias inférieur gréseux, Trias moyen marneux et calcaire, Trias supérieur essentiellement marno-argileux.

1. Le Trias inférieur.

On place dans le Trias inférieur une série concordante avec les grès permien, constituée à la base par un gros banc de poudingues à galets de quartz blanc. La limite des deux terrains est toute conventionnelle, car on retrouve dans le Trias inférieur les mêmes faciès que dans le Permien. Des différences ont néanmoins été relevées, permettant la distinction des deux formations.

Une coupe typique du Trias inférieur peut être observée entre la pointe de Portissol et Sanary, sur le flanc méridional du bassin synclinal de Bandol (fig. 5).



FIG. 5. — Le Trias inférieur et moyen de la pointe de Portissol, à l'ouest de Sanary

1. Poudingue à quartz blancs. — 2. Grès grossier. — 3. Psammites. — 4. Grès argileux. — 5. Grès rouges à intercalations de grès dolomitiques. — 6. Dolomies jaunes et marnes sableuses (Muschelkalk moyen). — 7. Calcaire noir mou-cheté. — 8. Dolomies et cargneules. — 9. Calcaire gris et noir.

Le conglomérat de base, d'une puissance de 10 mètres environ, est constitué par plusieurs bancs de poudingues grossiers à galets de quartz blanc bien calibrés et peu volumineux. On y trouve aussi des galets de roche verte et des graviers de grès rouge violacé empruntés au Permien. À la partie inférieure, les galets de quartz sont juxtaposés, sans présence de ciment, et la couleur claire des bancs apparaît alors nettement.

Au-dessus, le conglomérat devient plus fin, plus rosé avec de petits nodules ferrugineux, agglomérés parfois en véritables passées. On rencontre ensuite des formations d'un rose plus foncé, avec des intercalations bleuâtres (10 mètres) auxquelles font suite des psammites (30 mètres). La série se poursuit par des niveaux argilo-gréseux rouges alternant avec des bancs gréseux plus clairs. Ce dernier niveau s'observe surtout dans la carrière de la jetée. Le Trias inférieur se termine par un horizon de grès jaunâtres et de plaquettes marno-gréseuses.

Le faciès de Portissol caractérise le Trias inférieur de toute la région à l'ouest de Toulon.

À l'Est, de notables variations s'observent dans les horizons rouges argilo-gréseux et psammitiques, où l'on voit apparaître des intercalations de grès fins, jaunes et roses, rarement rouge vif.

Dans le massif de la Colle Noire, le poudingue de base se présente sous une forme particulière. Dans le promotoire du Bau Rouge, en effet, le conglomérat à ciment quartzueux, minéralisé par des imprégnations cuivreuses, se transforme en roche quartzique assez homogène dans laquelle les galets de quartz blancs se confondent parfois avec la pâte siliceuse recristallisée. En quelques points même, des bancs entiers de ce faciès détritique sont transformés en quartzite.

D'après N. Théobald (1952), les poudingues de base correspondraient au Conglomérat principal du Grès bigarré, les grès grossiers qui viennent ensuite, au Grès intermédiaire, les psammites, au Grès à *Voltzia*. Les formations alternativement argilo-gréseuses et gréseuses du sommet seraient l'équivalent du Muschelkalk inférieur et de la base du Muschelkalk moyen. Il n'y aurait pas, dans cette série, l'équivalent du Grès vosgien.

2. Le Trias moyen.

Le Trias moyen débute par des dolomies jaunes et grises, et des cargneules grises reposant, dans les secteurs les moins tourmentés, sur des calcaires marneux et des marnes jaune verdâtre à minces passées noduleuses dolomitiques. Le passage au Trias gréseux se fait par un banc irrégulier de calcaire dolomitique jaune et roux qui se charge de quartz détritique à la partie inférieure. La

présence de lentilles de gypse a été constatée dans la formation. L'une d'elles a été exploitée dans le quartier des Guiols, au NW de La Farlède; une autre a été traversée au contact des phyllades par le souterrain de Sicié.

É. Haug tendrait à rattacher cette formation au Wellenkalk et partiellement au « Groupe de l'Anhydrite » (1925). Il paraîtrait difficile de ne pas adopter ce point de vue, auquel d'ailleurs se rallient G. Corroy et G. Denizot (1935), d'autant plus que la série décrite ci-dessus (grès dolomitique, calcaire marneux dolomitique à gypse, dolomies et cargneules) s'apparente à celle de la Lorraine. G. Mennessier (1951) signale au sud-ouest de Draguignan des faciès semblables qu'il décrit sous le nom de « Complexe argilo-dolomitique inférieur (Anhydritgruppe) ».

Cependant, N. Théobald (1952), rangeant dans le Muschelkalk inférieur la majeure partie des grès argileux à intercalations gréseuses du sommet du Trias gréseux, place la formation marneuse dans le Muschelkalk moyen. Le Wellenkalk typique n'existerait pas. Aux faciès marins rencontrés en Lorraine se substitueraient ici des dépôts détritiques.

Depuis longtemps, l'allure chaotique des dolomies de la série de base du Muschelkalk a frappé les observateurs. L. Lutaud (1924 a), étudiant ce fait, l'interprète comme résultant d'une discordance mécanique. Ce contact anormal est d'autant plus remarquable qu'il est observé dans des zones où les terrains sous-jacents ne portent pas la marque d'efforts tectoniques importants. Cette disposition des terrains triasiques, signalée en maints endroits, n'est pas continue. Sur le pourtour de la dépression permienne, autour de Toulon par exemple, le passage du Trias inférieur gréseux au Trias moyen marneux et calcaire se fait souvent sans discordance mécanique.

Le Muschelkalk supérieur est constitué par des bancs massifs de calcaires compacts gris ou noirs, à grain fin et à cassure tranchante, séparés par des horizons marneux à structure parfois rognonneuse. Des calcaires en plaquettes jaunes, gris et noirs, séparés par des bancs un peu plus épais de calcaire à grain fin jaune, font leur apparition au sommet de la formation. Des vermiculations sont, en outre, plus apparentes sur les surfaces patinées que sur les cassures fraîches.

Les fossiles, rares dans les calcaires compacts, abondent dans les horizons marneux. La faune la plus souvent récoltée renferme : *Cænothyris vulgaris* SCHLOTH., *Hærniesia socialis* SCHLOTH., *Lima striata* SCHLOTH., *Myophoria vulgaris* SCHLOTH., *Avicula costata* QU., *Encrinus liliiformis* LAM.; *Ceratites nodosus* BRUG. est plus rarement rencontré. On signale en outre des dents de Poissons et des ossements de Reptiles.

Des dolomies gris clair ou jaunes présentant parfois des délits sableux terminent la série du Muschelkalk. La faune ichthyologique étudiée par G. Corroy (1933) permet de synchroniser ces horizons supérieurs du Muschelkalk toulonnais avec ceux du bone-bed de la Lettenkohle de Lorraine.

3. Le Trias supérieur.

Le Trias supérieur ou Keuper comprend des argiles rouges et vertes associées à des cargneules jaunes et verdâtres et à des gypses.

Cette formation est essentiellement argileuse, entre la pointe Grenier et l'extrémité orientale du Faron. Mais les dolomies deviennent prédominantes à l'Est, à partir du Coudon. On passe ainsi au faciès dolomitique et marno-gypseux de la vallée du Gapeau et de la région de Cuers.

Les remaniements mécaniques subis par le Keuper ne permettent pas de distinguer, dans la région de Toulon, de bonnes coupes faisant apparaître les différents niveaux lithologiques du Trias supérieur. On signale cependant à Olivioules (quartier de Darboussan) un niveau ligniteux pouvant appartenir au Keuper moyen.

B. LE SYSTÈME JURASSIQUE ⁽¹⁾

1. Le Jurassique inférieur : Lias.

a. *Le Rhétien.*

Le Rhétien est l'un des horizons stratigraphiques de la région toulonnaise, le plus constant; mais les actions tectoniques qui se sont exercées sur la couverture l'ont parfois réduit à un mince liseré de marnes verdâtres emballant des fragments de dolomie et des plaquettes calcaires.

En aval du barrage du Revest, où la série est complète, on relève la succession de terrains suivante (fig. 6) :

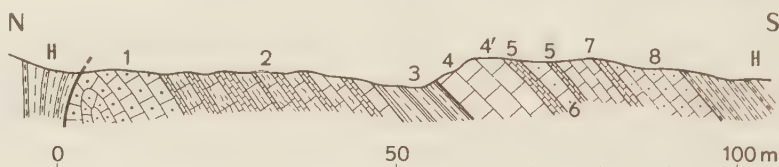


FIG. 6. — Le Rhétien du barrage de Revest, au nord de Toulon

1. Calcaire dolomitique roux. — 2. Alternances de calcaires marneux grumeleux et de calcaires en plaquettes à *Avicules*; bancs de calcaires compacts blancs et jaunes. — 3. Dolomies blanches à intercalations de marnes vertes. — 4. Calcaires gris noir compacts. — 4'. Calcaires roux et gris en gros bancs. — 5. Calcaires gris noir en plaquettes. — 6. Calcaire dolomitique jaune. — 7. Calcaires gris et roux en plaquettes. — 8. Calcaire jaune devenant dolomitique au sommet. — H. — Dolomies hettangiennes.

— À la partie inférieure :

Calcaires dolomitiques roux en gros bancs, surmontés d'une alternance de calcaires marneux grumeleux et de calcaires en plaquettes; puis calcaires plus compacts blancs et jaunes passant à des dolomies blanches à intercalations de marnes vertes.

— À la partie supérieure :

Succession de calcaires jaunes et roux en bancs massifs et de calcaires gris noir en plaquettes.

Ce sont les calcaires marneux et calcaires en plaquettes de la série inférieure qui sont les plus fossilifères. Le fossile le plus répandu est *Avicula contorta* PORTL. C'est à ce niveau (bone-bed de Coquand) qu'en d'autres lieux M. Derognat a récolté la faune de Vertébrés étudiée par G. Corroy (1933).

Dans cette série sédimentaire marine s'intercale un horizon lagunaire typique constitué par des intercalations de marnes vertes et de dolomies blanches à débit parallélépipédique. La confusion de ce faciès rhétien avec un faciès semblable appartenant à l'Hettangien est certainement à l'origine de quelques interprétations tectoniques erronées données par É. Haug (1925, p. 238, fig. 36 a) et A. Lanquine (1926).

b. *L'Hettangien.*

On désigne habituellement sous le nom d'Hettangien une série de calcaires dolomitiques et de dolomies blanchâtres ou rosées à cassure parallélépipédique; leurs bancs plus ou moins épais sont séparés par des intercalations de marnes vertes.

⁽¹⁾ Pour l'historique de la stratigraphie détaillée du Jurassique, nous renvoyons à l'important mémoire de A. Lanquine (1929 et 1935) et à quelques travaux plus récents : H. Parent (1933 a à 1944); R.-P. Charles (1948 a).

Cette formation, d'après A. Lanquine, correspondrait au Sinémurien, au Lotharingien et au Pliensbachien. Cependant mes levés montrent une extension bien moins grande du faciès dolomitique dans le Lias.

c. Le Sinémurien.

Le Sinémurien n'a été observé *in situ* que dans un seul gisement situé sur les pentes sud-ouest du mont Caumes. En ce point, cet étage est représenté par des calcaires gris de fer à patine rousse, dans lesquels nous avons recueilli (R.-P. Charles et moi [1948]) *Echioceras* cf. *nodoti* D'ORB. sp. et une valve de *Gryphæa arcuata* var. *obliquata* Sow. Ces couches surmontent des formations calcaréo-sableuses à nombreux débris de petits Lamellibranches à test blanc, et supportent les calcaires du Pliensbachien à *Gryphæa cymbium* LMK.

La dolomie hettangienne envahissant la série liasique jusqu'à cette formation, on peut seulement affirmer que seule la partie terminale du Sinémurien (Lotharingien) est représentée ici.

La découverte d'un exemplaire d'*Echioceras* cf. *nodoti* dans un vallon dépendant d'un bassin versant opposé à celui où fut découverte la faune citée ci-dessus, laisse prévoir l'existence du Sinémurien supérieur fossilifère en d'autres lieux du secteur nord-toulonnais. Mais les observations sont rendues difficiles par les éboulis qui cachent, en général, le contact des dolomies et des calcaires liasiques. Une autre difficulté vient, en outre, d'une extension plus grande de la dolomitisation dans le Lias. En un point situé sur la route de Dardennes à La Valette, nous avons, en effet, remarqué l'envahissement progressif des calcaires avec élimination en biseau des formations calcaréo-gréseuses à petits Lamellibranches, jusqu'aux calcaires à *Gryphæa cymbium*.

d. Le Charmouthien.

Le Charmouthien se présente sous un faciès à peu près uniforme sur toute l'étendue du territoire toulonnais. Dans le vallon du Corps de Garde, la coupe suivante est observée (fig. 7).

— À la partie inférieure :

Calcaires marneux grumeleux à *Terebratula moorei* DAV.;

Puis calcaires gris, roux ou bleus, en bancs épais, avec quelques rares silex au sommet; le fossile le plus abondant est *Gryphæa cymbium* LMK.

— À la partie supérieure :

Alternance de bancs calcaires et calcaréo-marneux, à *Belemnites clavoides* LISSAJOUS, *Rhynchonella curviceps* QUENST., *Pecten æquivalvis* Sow., *Pentacrinus basaltiformis* MILL;

Calcaires roux à silex, avec *Rhynchonella meridionalis* DESL., *Zeilleria cornuta* Sow., *Terebratula punctata* Sow.

e. Le Toarcien.

Dans le même secteur du vallon du Corps de Garde, la série se continue par des calcaires roux à gros silex branchus. Les fossiles abondent : *Terebratula jauberti* DESL., *T. edwardsi* DAV., *Rhynchonella cynocephala* RICHARD., *Amussium pumilum* LMK., *Gonimya knorri* AGASSIZ, quelques empreintes de *Hildoceras* et *Grammoceras*.

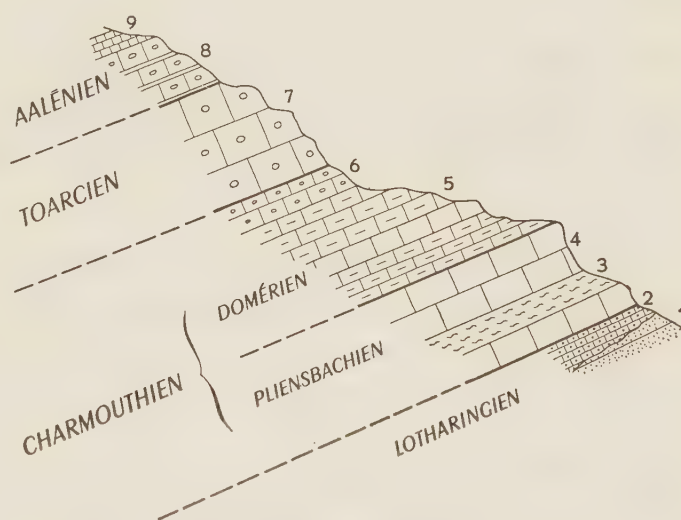


FIG. 7. — Le Lias du col du Corps de Garde, à l'est du Broussan (puissance : 60 mètres)

1. Dolomies hettangiennes. — 2. Calcaires marno-gréseux à petits Brachiopodes. — 3. Calcaires marneux grumeleux à *T. moorei*. — 4. Calcaires gris, roux ou bleus à *Gryphæa cymbium*. — 5. Alternance de bancs calcaires et calcaréo-marneux. — 6. Calcaires roux à silex. — 7. Calcaires roux à gros silex branchus. — 8. Calcaires roux et bleutés à silex peu nombreux. — 9. Calcaires roux bleuté et calcaires marneux à *Plagiostoma hersilia*.

f. L'Aalénien.

L'Aalénien est représenté, à la base, par des calcaires roux et bleutés, à silex moins nombreux que dans les couches précédentes. Les fossiles sont encore abondants. On récolte fréquemment : *Grammoceras fluitans* DUM., *Modiola plicata* SOW., *Terebratula ovoides* SOW., *T. perovalis* SOW., *Peronidella* cf. *jurassica* ETALLON (zone à *Harpoceras opalinum* et *H. purchisonæ*).

Au-dessus se trouvent des calcaires marneux jaune roux et bleutés à *Plagiostoma hersilia* D'ORB., avec quelques empreintes de *Cancellophycus* (zone à *Harpoceras concavum*).

La répartition des faciès du Lias révèle, dans les environs de Toulon, des conditions sédimentaires à peu près uniformes. Alternativement marine et lagunaire à l'Infralias, la sédimentation devient franchement marine à partir du Lias moyen, avec quelques phases de dépôts vaseux. Les horizons de calcaires à silex présentent partout les mêmes caractères lithologiques et paléontologiques aux différents niveaux. Leur continuité dans l'espace est parfaite, mais les bancs marneux qui les séparent disparaissent parfois (passées marneuses du Domérien et marno-calcaires à *Plagiostoma hersilia* de l'Aalénien, au sud du Gros Cerveau). La série calcaire comporte alors des bancs corrodés, perforés par des lithophages. Les lacunes apparaissent comme le résultat d'un défaut de sédimentation.

Ainsi, pendant tout le Lias, la région toulonnaise est soumise à un régime de plate-forme continentale peu profonde parcourue par de forts courants.

2. Le Jurassique moyen.

Cette série est caractérisée dans la région toulonnaise par trois horizons lithologiques bien distincts :

- à la base, banc peu épais (réduit parfois à quelques décimètres) de calcaires ferrugineux renfermant la faune du *Bajocien inférieur*;
- dans la partie moyenne, alternances de calcaires marneux et de marno-calcaires gris clair et jaunes appartenant au *Bajocien supérieur* et au *Bathonien inférieur*;
- au sommet, calcaires zoogènes, oolithiques à certains niveaux, représentant le *Bathonien supérieur*.

a. Formations de base = *Bajocien inférieur*.

Ces formations présentent, sur toute l'étendue du territoire toulonnais, des caractères à peu près constants. Ce sont, en général, des calcaires ferrugineux durs, à cassure grise ou gris bleu et à patine rousse, présentant, à la surface des bancs supérieurs, des traces de corrosion, avec dépôt encroûtant d'oxyde de fer.

Dans le secteur du Corps de Garde, cette croûte, épaisse parfois de quelques centimètres, renferme de nombreux fossiles dont certains sont réduits à l'état de débris grossiers. On recueille, en particulier, *Ctenostreon pectiniforme* SCHLOTH., ainsi que des Ammonites des genres *Sonninia* et *Witchellia*, des Bélemnites. En bordure du chemin qui descend au Broussan, j'ai trouvé, réunis dans la même gangue ferrugineuse, *Sonninia* et *Cadomites linguiferus* D'ORB. Ainsi se trouvent rassemblés dans une couche sédimentaire très peu épaisse les deux zones à *Witchellia* et à *Cadomites* du *Bajocien* : caractère tendant à démontrer que la réduction du *Bajocien inférieur* est due à un défaut de sédimentation plutôt qu'à une émergence temporaire.

À l'est du vallon de Dardennes, A. Lanquine signale un faciès un peu différent du précédent, constitué par des calcaires roux sans silex, entremêlés de bancs marno-calcaires jaunâtres, compacts et durs à *Ctenostreon pectiniforme*, *Lima duplicata* SOW. et *Alectryonia asellus* MER. in GREPPIN. avec, à la partie supérieure, *Montlivaultia cyclolitoïdes* MILNE-EDW. et HAI. Ces terrains, moins ferrugineux, se distinguent mal des calcaires marneux qu'ils

supportent. Au cours de mes levés, j'ai pu néanmoins en établir le contour, grâce au niveau à *Montlivaultia* très répandu entre la vallée du Las et La Valette.

Dans le secteur de Bandol, le Bajocien inférieur, toujours représenté par des calcaires ferrugineux sur le bord sud et dans la partie ouest du synclinal, ne donne plus d'affleurement visible au Nord, entre le Grand Vallat et la Reppe (sud du Gros Cerveau). A. Lanquine décrit ainsi cette particularité : « À la base, le Bajocien inférieur, bien discernable encore avec des bancs calcaires à *Ctenostreon pectiniforme* dans les ravines au sud de Poutier et d'Entrechaux, s'effile et se lamine au nord du Pont d'Aren. Au-delà de ce point vers l'Est, il n'est plus possible de le distinguer avant la série marno-calcaire qui garde tous ses caractères et un grand développement dans les collines du Logis Deprat et du nord de la Vernette ».

Ayant suivi le contact Lias-Jurassique moyen entre le Grand Vallat et la Reppe, j'ai remarqué que, dans les secteurs non affectés par les mouvements tectoniques, le Bajocien inférieur n'était pas toujours apparent. Ce fait, s'ajoutant à celui de la disparition localisée des calcaires marneux à *Plagiostoma hersilia*, révélerait un défaut de sédimentation au Lias supérieur et au Bajocien inférieur. Dans une mer épicontinentale très peu profonde, parcourue par de forts courants, la sédimentation a donc été très peu abondante ou presque nulle sur toute l'étendue du secteur toulonnais.

b. Formations moyennes = Bajocien supérieur et Bathonien inférieur.

Au-dessus du Bajocien inférieur, on observe une puissante série marno-calcaire dans laquelle s'intercalent des bancs plus résistants de calcaires marneux. Les marnes calcaires se débitent en petits feuillets délitables; de couleur gris bleuâtre à la cassure, elles prennent, aux affleurements, une teinte uniforme jaune verdâtre. Les calcaires marneux compacts, gris foncé au sein des bancs, se colorent en jaune ou brun par oxydation des oxydes ferreux, sur les joints de stratification et sur le trajet des fissures.

La formation est peu fossilifère. A. Lanquine y signale le *Pecten silenus* D'ORB. (*Entolium valauryense* LANQ.) qu'il place dans le Bathonien inférieur; les marnes calcaires ont livré en outre quelques traces d'Ammonoïdés attribuées aux genres *Parkinsonia* et *Strenoceras*, ainsi que l'espèce *Morphoceras polymorphum* SOW. (DALLONI), indiquant la présence du Bathonien inférieur. J'ai récolté dans le ravin du col de Garde cf. *Parkinsonia garantiformis* SCHMIDTILL, permettant, d'autre part, d'identifier le Bajocien supérieur. Partout, dans la série, les empreintes de *Cancellophycus* sont abondantes.

Me rangeant à l'opinion de É. Haug et A. Lanquine, j'estime que la limite du Bajocien et du Bathonien est très imprécise. En l'absence d'Ammonoïdés, on peut néanmoins différencier le Bathonien grâce à l'horizon marno-calcaire à *Entolium valauryense*, constant dans la partie médiane de la série.

c. Formations supérieures = Bathonien supérieur.

La série marno-calcaire du Jurassique moyen est couronnée par une formation néritique et zoogène de 40 à 50 mètres de puissance moyenne, donnant, dans les topographies d'érosion, des corniches que l'on a parfois confondues avec celles du Portlandien ou de l'Urgonien.

Le passage du régime bathyal au régime néritique se fait par des formations jaunâtres marno-sableuses à l'Ouest (versant sud du Gros Cerveau et région de Bandol), marneuses dans la partie centrale du secteur toulonnais (les Pomets), calcaréo-marneuses à intercalations calcaires renfermant de nombreux débris d'Échinodermes, à l'Est (vallée du Gapeau). Dans ces terrains, dont l'épaisseur augmente progressivement d'Ouest en Est pour atteindre 10 à 15 mètres à Valaury, Michalet, A. Lanquine, H. Parent ont signalé une faune caractéristique de la base du Bathonien supérieur (Bathonien moyen de H. Parent). Les fossiles les plus fréquents sont : *Eudesia niedzwiedski* SZAJN., *Rhynchonella concinna* SOW., *Æquipecten bouchardi* OPP., *Anabacia orbulites* LAMOUR, *Cidaris bathonica* COTTEAU. J'ai partout reconnu ce faciès avec sa faune caractéristique.

Les *bancs calcaires* qui viennent ensuite donnent, à l'ouest de Bandol, une puissante formation de calcaires zoogènes jaunes et roux, à Polypiers, débris de Brachiopodes et d'Échinodermes (radioles et tests) et à grandes oolithes. Dans les bancs supérieurs, le calcaire oolithique domine (petites oolithes irrégulières, incomplètement évoluées); la roche devient plus compacte et plus résistante et se charge localement de carbonate de magnésie. Le calcaire dolomitique fait son apparition sous la forme de bancs intercalés, roses, gris et jaunes, à structure cristalline très fine. On passe ainsi aux dolomies massives du Jurassique supérieur, très développées dans la région. Mais, à la base de cette formation, on observe, au nord-ouest de Bandol, des intercalations lenticulaires de calcaires de même teinte, mais plus compacts que les précédents, dans lesquels je n'ai recueilli aucun fossile. Par similitude de faciès, j'ai rattaché ces lentilles calcaires au Bathonien supérieur. Néanmoins, leur place dans les dolomies, bien au-dessus des calcaires bathoniens fossilifères de la Garduère, pourrait justifier une position stratigraphique plus élevée que celle admise ci-dessus.

Dans la région de Sanary, le Bathonien calcaire présente à peu près les mêmes caractères qu'à l'ouest de Bandol.

Sur le versant méridional du chaînon du Gros Cerveau, les assises inférieures apparaissent avec un faciès spécial. La formation, nettement encrinétique, est exclusivement constituée par des débris d'Échinodermes. Atteignant une dizaine de mètres de puissance au nord de Tassy, elle passe latéralement vers l'Est à des calcaires oolithiques chargés de nombreux débris d'Oursins. Ces terrains, placés dans l'Aptien par M. Bertrand et É. Haug, ont été rapportés au Bathonien supérieur par G. Corroy (1935).

Jusqu'au vallon de Dardennes, les calcaires bathoniens conservent les mêmes caractères lithologiques qu'à Bandol, mais leur puissance passe de 60 à 40 mètres environ. Sous le Bau de Quatre-Heures, ils constituent la falaise calcaire que É. Haug présente comme formée de calcaires blancs suprajurassiques; dans le massif du Croupatier, ce sont eux, et non l'Urgonien, qui dominent de leurs escarpements les pentes marneuses conduisant au ravin du Corps de Garde.

À l'est de la vallée du Las, le Bathonien calcaire n'a plus qu'une trentaine de mètres de puissance. Il conserve, en général, une structure oolithique avec bancs compacts au sommet. Cependant, lorsqu'on se rapproche de la vallée du Gapeau, la formation perd de son homogénéité (le mont Combe et la Vieille Valette) : un faciès marneux jaune et roux remplace sporadiquement le faciès calcaire compact. Dans l'une de ces lentilles, au sud-est du mont Combe, j'ai recueilli une abondante faune de Brachiopodes : *Terebratula subcanaliculata* OPP., *T. circumdata* DESL., *T. fylgia* OPP., *T. intermedia* SOW., *T. globata* SOW., *Zeilleria bathonica* var. *bathieusis* (ROLLIN) MUIZ-WOOD., *Aulacothyris meriani* OPP., *Disculina hemisphaerica* SOW., *Rhynchonella moriersi* DAV.

3. Le Jurassique supérieur.

Dans la région toulonnaise, le Bathonien supérieur est directement surmonté par des dolomies grises, au-dessus desquelles on trouve un banc continu et de puissance uniforme de calcaires blancs.

Les *Dolomies suprajurassiques* ont des caractères lithologiques tellement nets qu'en aucun point du secteur toulonnais il n'est permis de les confondre avec d'autres formations. Ces caractères ayant déjà été définis d'une manière précise par mes prédécesseurs (Haug, 1925; Lanquine, 1935 b), je me propose de n'envisager ici l'étude de la formation que pour en préciser la place stratigraphique.

LIMITE INFÉRIEURE. — Le contact du Bathonien supérieur et des dolomies grises ne se présente pas partout avec la même netteté en raison de la dolomitisation qui affecte plus ou moins profondément les horizons supérieurs du Jurassique moyen. Cependant, lorsqu'on examine le passage de l'une à l'autre des formations dans l'ensemble du secteur toulonnais, il apparaît des faits qui permettent d'établir une distinction entre les deux horizons stratigraphiques. En particulier :

— la dolomitisation du Bathonien supérieur ne se cantonne pas exclusivement dans la partie moyenne des calcaires (secteur du Grand Vallat, au nord-est de Bandol);

— la dolomitisation des calcaires mésojurassiques aboutit à la formation d'une roche finement cristalline, de couleur grise, jaune et rose, avec, de place en place, des lentilles de dolomies grises plus grossières (versant sud du chaînon du Gros Cerveau, entre Tassy et l'ouvrage de la Pointe);

— l'apparition des dolomies grises en bancs massifs et homogènes se fait brusquement dans la plupart des cas sans discontinuité stratigraphique.

Ces observations nous mettent en présence de deux sortes de dolomies à caractères bien tranchés, faisant partie d'une série sédimentaire continue. La différence constatée entre les deux terrains serait due au comportement particulier des sédiments vis-à-vis des facteurs de dolomitisation. La dolomie colorée et finement cristallisée du Bathonien supérieur provient de la « contamination » de calcaires zoogènes néritiques peu et irrégulièrement réceptifs; la dolomie grise envahit une formation très réceptive qui se révèle nettement subrécifale (origine déduite de la nature lithologique des intercalations calcaires au sein des dolomies). La dolomie suprajurassique serait contemporaine du dépôt, tandis que celle du Bathonien supérieur procéderait d'une épigenèse de sédiments déjà consolidés, par la magnésie de la mer suprajurassique. Il n'y aurait pas discontinuité stratigraphique au sommet du Bathonien. Le phénomène de la dolomitisation, rencontrant des conditions favorables au Jurassique supérieur, aurait envahi les sédiments dès le début du Callovien. *Les dolomies grises ne sont donc pas exclusivement portlandiennes*, selon l'opinion soutenue par A. Lanquine (1935 b, p. 95). La présence, entre Tourris et l'Ouest de la Mort-de-Gautier, d'« intercalations de bancs calcaires à pâte extrêmement fine, à cassure conchoïdale, qui finissent en biseau dans les dolomies » n'est pas un argument suffisant pour attribuer un âge portlandien à la roche magnésienne; elle prouve seulement que la dolomitisation a rencontré, à toutes les périodes du Jurassique supérieur, des conditions favorables correspondant à celles qui déterminent le dépôt des calcaires subrécifaux.

LIMITE SUPÉRIEURE. — Les dolomies supportent une formation de *calcaires blancs* qui comprendraient, d'après É. Haug et A. Lanquine, à la fois le Portlandien terminal et l'extrême base du Valanginien. Cette attribution d'étage, étayée par les recherches pétrographiques et micro-paléontologiques de J. Pfender, paraît devoir être conservée : aucune de mes observations, en effet, n'est venue infirmer cette manière de voir.

La limite entre le Jurassique et le Crétacé est difficilement déterminable. Cependant A. Lanquine, s'appuyant sur des observations de J. Pfender, écrit à ce sujet (1935 b, p. 95) : « Une masse inférieure, dans ces calcaires surplombant les dolomies, serait certainement portlandienne. Au-dessus apparaît une « couche de marnes vertes, très mince, azoïque, surmontée alors d'autres calcaires blancs dont la base est valanginienne. Cette faible épaisseur marneuse, qui se réduit d'ailleurs en quelques points à une sorte de liseré, comme je l'ai constaté, permet d'établir la séparation stratigraphique ».

La coupe de la Ripelle, sur la route stratégique conduisant au fort du Gros Cerveau (fig. 8) paraît confirmer ce point de vue. Mais les marnes vertes, en ce point, apparaissent comme un matériau d'enrobage des éléments clastiques de brèches de friction; ce qui annule complètement la signification stratigraphique de ces horizons marneux. L'insuffisance du critère lithologique ressort d'autant plus que, dans les secteurs non affectés par la tectonique, ces passées verdâtres ne sont pas apparentes au sein des calcaires blancs.

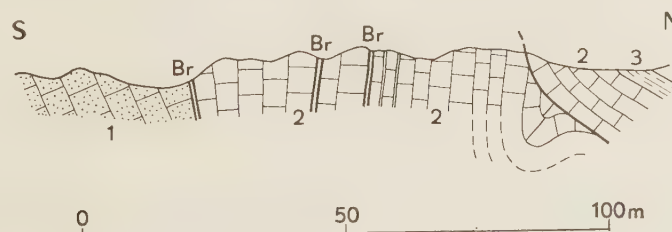


FIG. 8. — Le Portlandien de la Ripelle, au nord d'Ollioules

1. Dolomies suprajurassiques. — 2. Calcaires blancs « portlandiens ». — 3. Néocomien. —
Br. Brèches à éléments calcaires et marnes vertes.

Si l'on se réfère maintenant au critère paléontologique donné par J. Pfender pour l'identification des calcaires valanginiens, on constate que, dans la région toulonnaise, l'association des microorganismes milite plus en faveur d'un âge portlandien que valanginien.

J. Pfender écrit en effet (1938) : « Les calcaires valanginiens se séparent micrographiquement très nettement de ceux du Portlandien et de l'Urgonien par la présence de trois Foraminifères, ..., dont l'association constante peut être considérée comme caractéristique de cette formation, au moins en Basse-Provence; ce sont : *Pseudocyclamina* YABE et HANZAWA, *Dictyoconus* BLANCKENHORN, *Eorupertia* YABE et HANZAWA ». Or, dans les environs de Toulon, *Pseudocyclamina*, caractéristique du Valanginien, n'est pas représentée, tandis que *Coscinoconus* LEUPOLD, abondant au Portlandien (J. Pfender, 1930), figure dans la microfaune des *Calcaires blancs*.

Il résulte de ces observations que la plus grande partie de la barre de calcaires blancs est suprajurassique, la partie supérieure seule pouvant représenter, comme l'écrit A. Lanquine, l'extrême base du Valanginien. Pour des commodités d'exposition, je donnerai à cet horizon calcaire le nom de *Portlandien*.

La dolomitisation envahit donc, dans la région toulonnaise, tous les étages du Jurassique supérieur jusqu'à la base du Portlandien.

C. LE SYSTÈME CRÉTACÉ

1. Le Crétacé inférieur.

a. Le Néocomien.

Sur les calcaires blancs « portlandiens », nous observons une série marneuse et calcaire de couleur verdâtre, épaisse de 10 à 15 mètres seulement, attribuée à l'Hauterivien par É. Haug (1925) et au Valanginien par Denizot (1947). Mes travaux m'ayant conduit à admettre la présence, dans ces terrains, du Valanginien et de l'Hauterivien inférieur, je les décrirai, ici, sous le nom de Néocomien.

L'étude de cette formation a été reprise dans le présent mémoire, non seulement pour essayer de la situer stratigraphiquement, mais aussi pour vérifier si les lacunes fréquentes d'origine tectonique signalées par É. Haug existaient réellement.

Une première remarque s'impose au début de cet exposé. À de très rares exceptions (mont Combe), ces terrains gisent partout sous l'Urgonien lorsque celui-ci se présente accompagné des formations jurassiques sous-jacentes. Dans le chaînon du Gros Cerveau et dans le Croupatier, ils forment un liséré continu entre le Portlandien et l'Urgonien; dans ce dernier massif, un large affleurement de Néocomien, non signalé par les auteurs, s'étale jusqu'aux gorges de Destel. J'ai reconnu ces terrains dans le promontoire de la Vieille Valette, dans le Coudon et le mont Caumes-Ouest où, grâce à leur présence, le Portlandien a pu être séparé de l'Urgonien. Les erreurs de levés concernant le Portlandien, relevées sur les cartes de Toulon au 50 000^e et au 80 000^e, paraissent être dues à la confusion des deux séries calcaires, suprajurassique et urgonienne.

En deuxième lieu, je fais remarquer la grande uniformité des dépôts infracrétacés sur toute l'étendue du territoire, aux environs immédiats de Toulon. Vers le Nord (le Grand Cap, les Quatre Confronts, Siou Blanc), les couches augmentent de puissance, mais leurs caractères lithologiques, peu différents de ceux des terrains qui affleurent au Sud, révèlent des conditions de sédimentation identiques.

Pour définir ces terrains, je décrirai deux coupes typiques prises, l'une dans le chaînon du Gros Cerveau, l'autre sur le plateau des Quatre Confronts.

NÉOCOMIEN DU GROS CERVEAU. — La coupe relevée sous le point 311,6, à l'est de l'Ouvrage de la Pointe, montre la succession de terrains suivante (fig. 9) :

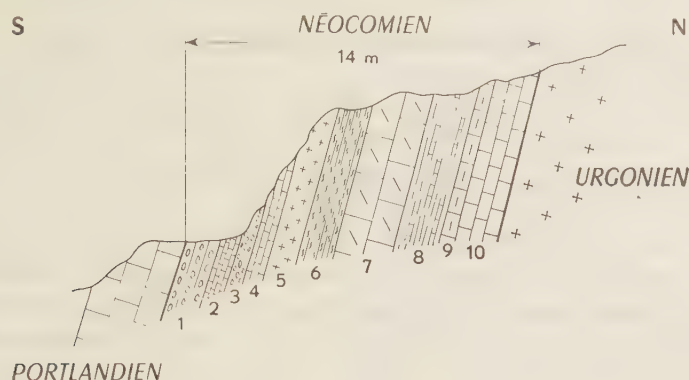


FIG. 9. — Le Néocomien du chaînon du Gros Cerveau

1. Calcaire marneux grumeleux verdâtre. — 2. Calcaire en plaquettes. — 3. Calcaire marneux vert. — 4. Calcaire zoogène et calcaire grumeleux. — 5. Calcaire récifal. — 6. Calcaire grumeleux, dalles à huîtres et bancs corrodés. — 7. Calcaire bicolore. — 8. Calcaire grumeleux. — 9. Calcaire roux. — 10. Calcaire zoogène roux et gris bleu.

Urgonien

- Couche 10 : Calcaire zoogène roux et gris bleu (1,50 mètre).
 — 9 : Calcaire roux (0,30 mètre).
 — 8 : Calcaire marneux grumeleux (1,20 mètre).
 — 7 : Calcaire à grain fin, bicolore (1,50 mètre).
 — 6 : Calcaire marneux grumeleux à Brachiopodes (*Terebratula sanctæ crucis* CATZIGRAS [1948]), avec bancs corrodés et calcaires à Huîtres (0,80 mètre).
 — 5 : Calcaire blanc subrécifal (0,70 mètre).
 — 4 : Calcaire blanc avec minces intercalations de calcaire marneux grumeleux (0,40 mètre).
 — 3 : Calcaire marneux grumeleux verdâtre (0,50 mètre).
 — 2 : Calcaire à grain fin, en plaquettes (1,00 mètre).
 — 1 : Marne calcaire noduleuse verdâtre, à *Cardium voltzi*, *Lucina* (2,50 mètres).

Calcaires blancs « portlandiens »

NÉOCOMIEN DES QUATRE CONFRONTS. — Au nord-est des Quatre Confronts, le Néocomien apparaît avec la constitution suivante (fig. 10) :

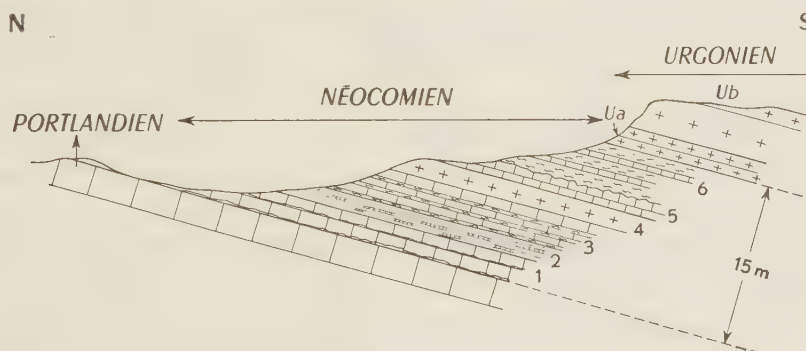


FIG. 10. — Néocomien et base de l'Urgonien dans le quartier des Quatre Confronts, au nord du Revest

1. Calcaires blancs en petits bancs, à intercalations marneuses. — 2. Calcaires marneux verdâtres; intercalations de calcaires roses et jaunes; bancs corrodés. — 3. Calcaires en petits bancs alternant avec des calcaires marneux. — 4. Calcaire blanc récifal. — 5. Calcaires gris à patine rousse; bancs corrodés à Ostracés. — 6. Calcaires compacts gris et roux alternant avec des calcaires marneux grumeleux. — Ua. Calcaire gris beige à petits Rudistes. — Ub. Calcaire à gros Rudistes.

<i>Urgonien</i>	{	Bancs massifs à gros Rudistes.
	}	Petits bancs de calcaire beige à petits Rudistes.

Couche 6 : Calcaires compacts gris et roux alternant avec des calcaires marneux grumeleux à Brachiopodes et Lamellibranches (5 à 6 mètres).

- 5 : Calcaire gris, à patine rousse; bancs corrodés à valves d'Ostracés (1 à 2 mètres).
 - 4 : Calcaire blanc subrécifal (1,50 mètre à 2 mètres).
 - 3 : Bancs de calcaires clairs de 10 à 20 centimètres de puissance, alternant avec des calcaires marneux grumeleux (2 mètres à 2,50 mètres).
 - 2 : Intercalations de calcaires marneux verdâtres à *Cardium voltzi* et de calcaires à grain fin souvent colorés en rouge et en jaune; bancs corrodés perforés par des lithophages (3 à 4 mètres).
 - 1 : Calcaires blancs à grain fin (cf. Portlandien) en bancs de 0,50 mètre à 1 mètre alternant avec des calcaires marneux se délitant en lamelles esquilleuses (2 à 3 mètres).
-

Calcaires blancs « portlandiens »

L'examen de ces deux coupes permet de distinguer dans le Néocomien de la région toulonnaise trois horizons :

Horizon supérieur : intercalations de calcaires et de calcaires marneux généralement gris et roux, à *Terebratula sanctæ crucis*;

Horizon moyen : calcaire blanc subrécifal homogène;

Horizon inférieur : intercalations de calcaires à grain fin et de marnes calcaires vertes, à *Cardium voltzi*.

D'après leurs caractères lithologiques et paléontologiques, les horizons inférieur et moyen appartiennent au Valanginien, et l'horizon supérieur, à la base de l'Hauterivien. L'ensemble résulte d'une sédimentation marine très peu profonde, sur un fond uniformément plat, légèrement incliné vers le Nord. La mer, au cours de cette période, n'a jamais abandonné ce territoire, mais le dépôt des sédiments s'est interrompu au milieu du Valanginien, permettant ainsi le développement des lithophages.

b. L'Urgonien.

Succédant aux formations calcaréo-marneuses du Néocomien, apparaît, dans le cadre montagneux de Toulon, la masse imposante de l'Urgonien.

L'Urgonien, épais de 300 à 350 mètres à l'Est (Faron) et au Nord (le Grand Cap, les Quatre Confronts), s'amincit progressivement vers l'Ouest (chaînon du Gros Cerveau), où il n'atteint plus qu'une puissance d'une centaine de mètres, sous l'Ouvrage de la Pointe. Les surfaces de contact avec les horizons crétacés sous et susjacentes ne présentant, dans ce dernier secteur, aucune trace d'étirement, on peut affirmer que la réduction de puissance de la formation est d'origine exclusivement sédimentaire.

Ce terrain, bien connu dans la région provençale, est décrit comme un calcaire compact, gris et jaunâtre, à patine blanche, renfermant une faune récifale plus ou moins régulièrement répartie. À côté des Rudistes *Requienia* et *Toucasia*, on trouve des Échinodermes, Polypiers, Algues. À leur partie supérieure, les calcaires à *Requienia ammonia* GOLDF. renferment des Orbitolines. G. Denizot (1947) signale dans cette formation la présence de grains de quartz détritiques.

Ainsi décrite, cette masse calcaire apparaît lithologiquement homogène. Cependant, une différenciation du faciès à Rudistes peut être faite à la base et au sommet de la formation.

À la base de l'Urgonien des Quatre Confronts, j'ai déjà signalé quelques bancs peu épais de calcaires beiges, à texture sublithographique, dans lesquels abondent les petits Rudistes. Cet horizon — l'équivalent de celui décrit par G. Corroy dans le massif de la Sainte-Baume — est encore visible au Grand Cap et au nord des Olivières; il se réduit ensuite considérablement vers le Sud, tandis que disparaissent les petits Rudistes. Dans la zone urgonienne méridionale (Faron, Croupatier, Gros Cerveau), où il est complètement absent, les calcaires compacts récifaux en gros bancs, reposent directement sur les marnes néocomiennes.

La limite supérieure de l'Urgonien est assez imprécise. É. Haug écrit, en particulier : « L'Urgonien passe insensiblement, à sa partie supérieure, à des calcaires plus marneux, dont certains bancs renferment de nombreux silex, généralement de grande taille, rarement branchus, à patine rousse. D'après leur position stratigraphique et leurs caractères lithologiques, on ne peut hésiter à les attribuer à l'Aptien inférieur ».

D'après les indications de la carte au 50 000^e, il ne s'agit pas là de la partie terminale du faciès récifal à *Exogyra aquila*, déjà signalée par M. Bertrand dans la notice de la feuille au 80 000^e, 1^{re} édition.

Cet horizon calcaire, dont je donnerai plus loin les caractéristiques, appartient en réalité à la base de l'Aptien. É. Haug l'a souvent confondu avec l'Urgonien (chaînon du Gros Cerveau, massif du Croupatier); dans le massif des Bouisses, au sud des Olivières, il a été attribué au Céno-manien supérieur.

La localisation stratigraphique de l'Urgonien de Toulon a fait l'objet d'une note à l'Institut, de la part de G. Denizot (1947). Le faciès récifal aurait envahi, d'après cet auteur, non seulement le Barrémien, mais aussi la totalité de l'Hauterivien. Cette hypothèse serait étayée par deux faits :

- 1^o La seule présence du Valanginien sous le calcaire compact urgonien;
- 2^o La grande puissance (500 mètres) du faciès urgonien à Ollioules et au Faron.

J'ai déjà exposé mon opinion en ce qui concerne la signification stratigraphique du Néocomien; quant à la grande puissance de l'Urgonien, en particulier à Ollioules, je pense devoir signaler qu'elle est causée par la tectonique. La dalle urgonienne, en effet, poussée tangentiellement, donne un système d'écailles qui se chevauchent vers le Sud. L'Urgonien ramené à ses dimensions exactes n'a donc, en réalité, que 250 mètres de puissance à Ollioules.

Ainsi caractérisé, l'Urgonien représente un faciès qui s'est développé, dans la région toulonnaise, de l'Hauterivien moyen au Bédoulien inférieur. En raison de ses caractères paléontologiques, je distingue le *Bédoulien récifal* de l'Urgonien s.s.

c. L'Aptien.

Lorsqu'on gravit la pente qui conduit à l'ouvrage fortifié du Gros Cerveau, on remarque que les calcaires à patine blanche et à gros Rudistes de l'Urgonien passent insensiblement à d'autres calcaires blancs en petits bancs qui se chargent de silex. La faune, encore urgonienne dans les bancs inférieurs (petits Rudistes), devient franchement aptienne au sommet avec l'apparition d'*Exogyra aquila*. Nous atteignons la partie inférieure du Bédoulien, dans laquelle continue à se développer une sédimentation nourrie par des boues récifales.

Reposant ensuite sur ce faciès calcaire, on observe une série sédimentaire qui passe rapidement du faciès vaseux ou faciès sableux.

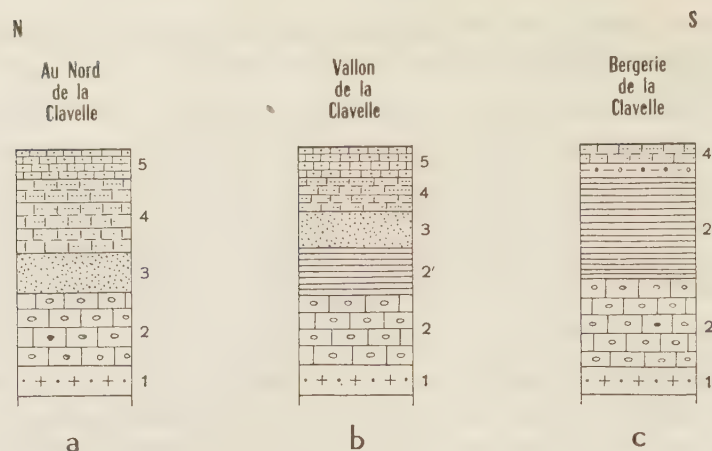


FIG. 11. — L'Aptien du Grand Vallat, au nord-est de Bandol

1. Calcaires récifaux du Bédoulien. — 2. Calcaires gris noir et jaune verdâtre à silex. — 2'. Calcaires marneux gris noir et marnes noires. — 3. Grès à horizons glauconieux. — 4. Calcaires gréseux noirs. — 5. Calcaires gréseux gris noir en plaquettes.

Au nord de la Clavelle (extrémité occidentale du chaînon du Gros Cerveau), par exemple, l'Aptien présente la constitution suivante (fig. 11 a) :

5. Calcaires gréseux gris noir en plaquettes.
4. Calcaires gréseux noirs, à érosion « en boules ».
3. Grès présentant des horizons glauconieux.
2. Calcaires gris noir et jaune verdâtre à silex; traces d'Ammonites et de Bélemnites.
1. Calcaires blancs subrécifaux à silex et *Exogyra aquila*.

Dans le vallon de la Clavelle, au sud du lieu où a été observée la coupe précédente, la succession (fig. 11 b) se complète par l'intercalation, entre les couches 2 et 3, d'un horizon 2' de calcaires marneux gris noir et marnes noires à *Parahoplites deshaysi* D'ORB. Le faciès sableux diminue de puissance.

Plus au Sud, dans le vallon de la bergerie de la Clavelle, la coupe conserve le même aspect (fig. 11 c), mais le faciès 2 augmente d'épaisseur et les calcaires marneux noirs, plus puissants, se chargent de silex et de quartz détritique à la partie supérieure. Les calcaires gréseux en plaquettes n'ont que quelques mètres de puissance.

Sur une distance qui ne dépasse pas le kilomètre, l'Aptien de la Clavelle et du Grand Vallat, au nord-est de Bandol, montre, du Sud au Nord, une rapide substitution du faciès sablo-argileux (faciès de Fontdouille) au faciès vaseux du Gargasien.

Jusqu'au Broussan, vers l'E, l'Aptien conserve à peu près la même constitution. Mais, à partir de ce lieu, les faciès de la partie inférieure de la formation, parmi lesquels se développent les calcaires marneux à Orbitolines (*O. conoidea*) et les calcaires blancs récifaux, montrent de fréquentes variations, tandis qu'au sommet disparaissent les faciès gréseux. Sur le versant occidental du mont Caumes-Ouest, j'ai relevé la coupe suivante (fig. 12) :

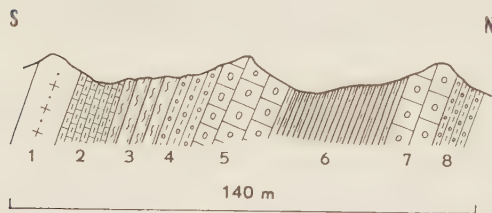


FIG. 12. — L'Aptien du versant ouest du mont Caumes

1. Calcaires récifaux bédouliens. — 2. Calcaires marneux grumeleux. — 3. Calcaires et calcaires marneux à Orbitolines. — 4. Calcaires marneux gris à silex. — 5. Calcaires blancs à silex. — 6. Marnes grises et noires. — 7. Calcaires blancs à silex. — 8. Calcaires marneux à silex.

8. Calcaires marneux à silex.
7. Calcaires blancs à silex.
6. Marnes grises et noires.
5. Calcaires blancs à silex.
4. Calcaires marneux gris à silex.
3. Bancs de calcaires et calcaires marneux jaunes et verdâtres à Orbitolines.
2. Calcaires marneux grumeleux.
1. Calcaire récifal bédoulien à silex.

Plus loin vers l'Ouest (le Revest, mont Combe), l'Aptien est seulement représenté par les calcaires récifaux à *Exogyra aquila* et les calcaires marneux gris noir et jaune verdâtre

à silex. Nous retrouvons là le faciès vaseux du secteur méridional de la Clavelle (coupe de la Bergerie). Au Revest, ce dépôt se poursuit d'ailleurs jusqu'à l'*Albien*, ainsi que le montre la découverte (É. Roch, 1926), dans une fouille de fondation du barrage, des marnes noires à Ammonites de l'horizon de Clansayes.

À la fin du Crétacé inférieur (Aptien, Albien) devait donc exister, dans l'axe SW-NE du bassin du Beausset, un haut-fond représentant la partie immergée d'une avancée de terre issue du fond du golfe pyrénéo-provençal, au nord-est du Revest. Entre le talus méridional de ce haut-fond et le rivage de la terre émergée des Maures, la mer devait former, vers le Nord-Est, une sorte de golfe allongé et étroit, au fond duquel se déposaient les sédiments vaseux, pendant que, sur les bords, s'accumulaient les argiles sableuses nourries par des apports continentaux venant du Nord-Est.

d. L'*Albien*.

Lors des travaux de construction du barrage du Revest, des fouilles furent entreprises près de l'appui rive gauche pour la déviation, en dehors de la retenue, de sources qui risquaient de contaminer les eaux du Ragas. Des puits furent descendus jusqu'à 26 et 30 mètres, sur une ligne représentant approximativement le contact du Turonien à Céphalopodes des Olivières avec l'Aptien du Revest.

À ces profondeurs, la couche de marnes aptiennes fut partout atteinte. Un chercheur provençal, M. Derognat, recueillit des fossiles dans les déblais. Ceux-ci, déterminés par É. Roch (1926), révélèrent la présence de : *Douvilleiceras bigoureti* SEUNES, *D. milletianum* var. *sinzowi*, caractéristiques de l'horizon de Clansayes, c'est-à-dire de l'*Albien* tout à fait inférieur.

Cette formation occupe une position tectonique normale sur une surface d'étirement (le Cénomaniens ayant disparu) entre les deux flancs, renversés au Nord, du pli anticlinal chevauchant du Revest et du pli synclinal chevauché des Olivières.

e. La *bauxite*.

La bauxite de la région toulonnaise (bauxite du Revest) occupe stratigraphiquement la place de l'Aptien et de l'*Albien*. Ayant pour mur l'Urgonien corrodé et pour toit le Cénomaniens saumâtre, elle n'apparaît que sous la forme d'affleurements discontinus séparés par des intervalles stériles plus ou moins grands. Dispositif trahissant la forme lenticulaire du gîte minéral.

Les poches font leur apparition au Nord, dans le quartier de Turben. Ce sont en général des affleurements sans toit, conservés dans des creux de la roche urgonienne.

À l'est des Bigourets, puis à Orvès, Fiéraqet, jusqu'à Tourris, les affleurements, presque tous entre mur et toit, deviennent plus nombreux et les lentilles plus importantes. Deux d'entre elles (Crues et Olivières) ont livré un tonnage important de minerai; mais elles sont maintenant épuisées. Des forages ont été exécutés (S. Fabre, 1944, p. 113), d'autres sont en cours d'exécution pour la localisation, sous le Crétacé du mont Caumes, des poches qui échappent aux observations de surface.

Dans le quartier du Goudron, à l'extrémité orientale du mont Combe, la disparition de la bauxite annonce la réapparition de l'Aptien de Tourris.

Je n'ajouterai rien ici à ce qui a été déjà écrit sur l'âge de la bauxite de Toulon (L. Collot, 1887 *a* et 1887 *b*). Mais je rechercherai à quel mouvement tectonique correspond cette courte période d'émergence parfaitement datée en ce point particulier de la Basse-Provence occidentale.

Bien que l'érosion ait détruit à l'Est les formations du Crétacé supportant la bauxite, nous pouvons rattacher à l'isthme durancien la surface émergée du Revest.

À l'Ouest, la limite des terres émergées, déduite des coupes et des blocs-diagrammes, correspondait à une ligne de rivage courbe faisant saillie dans l'axe du bassin du Beausset. Nous retrouvons dans cette reconstitution paléogéographique la même forme, mais plus évoluée, du promontoire immergé autour duquel se déposaient les sables argileux de l'Aptien (faciès de Fontdoulle).

Au nord de Toulon, une bande de terrain s'avancant vers l'Ouest, dans l'axe du bassin du Beausset, présentait donc, dès la fin du Crétacé inférieur, une *tendance bien marquée à l'émersion*. Au sud de cette zone, au contraire, sur l'emplacement même des futurs reliefs nord-toulonnais, la mer poursuivait le dépôt de sédiments vaseux (Albien du Revest).

Bien que cette tendance ait pour cadre la zone de bordure du massif des Maures, les oscillations de la couverture montrent ici une ampleur moins grande que dans le secteur plus éloigné de la Sainte-Baume. *Les mouvements du Crétacé moyen se présentent en Basse-Provence occidentale comme une onde de plissement qui se serait déplacée du Nord vers le Sud.*

2. Le Crétacé supérieur.

a. Le Cénomanién.

Bien représenté sur tout le pourtour oriental du bassin du Beausset, le Cénomanién disparaît, aux environs du Revest, par étirement sur le flanc méridional renversé du pli synclinal des Olivières.

Pour une étude stratigraphique détaillée de cet étage, je me rapporterai au mémoire de S. Fabre sur le Crétacé supérieur de la Basse-Provence occidentale (1940). J'y ajouterai néanmoins quelques observations personnelles sur la présence, à l'est de Sainte-Anne-d'Évenos, d'un faciès cénomanién qui a été attribué à l'Aptien.

À cette période géologique, la mer occupait de nouveau un territoire qu'elle avait momentanément abandonné à la fin du Crétacé moyen. Partout la sédimentation montre le caractère transgressif de la formation.

À la Baralière, le Cénomanién est constitué par des horizons marins, à l'exception d'une couche inférieure à caractères saumâtres. On relève en effet la coupe suivante (S. Fabre, 1940, p. 109) :

4. Calcaire récifal à Caprinidés;
3. Calcaire marno-gréseux à Échinides.
2. Calcaire récifal à Caprinidés.
1. Marnes très fossilifères à Huîtres avec, à la base, un banc saumâtre et un banc à petits Polypiers.

À Turben, la coupe présente la même constitution, mais à la base s'interpose, entre l'Urgonien et les marnes à Huîtres, une couche de 10 mètres de marnes ferrugineuses azoïques, de marnes sableuses jaunâtres à Polypiers, de grès argileux feuilletés à débris de végétaux.

Au Revest, la succession stratigraphique comprend un horizon inférieur à débris végétaux plus abondants et un horizon supérieur ayant perdu son caractère récifal. La série observée est, en effet, la suivante :

3. Banc à Alvéolines.
2. Calcaires spathiques à intercalations marneuses.
1. Argiles foncées à lignites.

Les argiles à lignites sont beaucoup plus épaisses ici qu'à Turben, et elles renferment une faune saumâtre riche en espèces et en individus (S. Fabre, 1940, p. 117).

À Tourris, le Cénomanién présente ses affleurements les plus orientaux, au voisinage de la Bastide du Goudron.

Entre le mont Combe et Sainte-Anne-d'Évenos, la carte au 50 000^e mentionne la présence d'un affleurement continu de Cénomanién, marno-gréseux et récifal, jusqu'à Malvallon, puis seulement marno-gréseux jusqu'à Sainte-Anne.

S. Fabre de son côté signale, dans cette partie de l'auréole méridionale du bassin du Beausset, l'absence de Cénomanién.

Or, entre Sainte-Anne et le Revest, le Cénomanién existe et il se présente avec des faciès variés d'un très grand intérêt au point de vue paléogéographique.

À Malvallon et dans le vallon de Pardiguières, au sud du mont Caumes, le Cénomanien compris entre les sables turoniens et l'Aptien affleure sous la forme de calcaires gris foncé compacts, à silex noirs. La formation, stratifiée en petits bancs de 20 à 50 centimètres de puissance, comporte de minces intercalations marneuses et argileuses à *Terebratula dutempleana* D'ORB.

Sur le versant occidental du mont Caumes-Ouest, le Cénomanien s'intercale entre l'Aptien marno-gréseux (faciès de Fontdouille) et le Turonien sableux. Il est formé ici entièrement de calcaires spathiques roux et gris en petits bancs, à la base; gris vert à silex, dans la partie moyenne; blancs sans silex au sommet.

Avant d'arriver aux Garniers, dans la cuvette du Broussan, les calcaires spathiques ont complètement disparu. On observe alors :

- à la base, des plaquettes calcaires et calcaréo-gréseuses à joints argileux;
- au sommet, un banc épais de calcaire blanc à Rudistes.

À partir du Broussan, le Cénomanien reprend son faciès de calcaires gris foncé, à silex noirs et à passées argilo-marneuses ligniteuses; il conserve à peu près les mêmes caractères jusqu'à Sainte-Anne-d'Évenos, où, après avoir disparu par étirement sur la ligne de contact Aptien-Turonien, il réapparaît plus loin (au nord du Gros Cerveau) avec un faciès différent, franchement détritique.

En dehors de l'auréole supracrétacée, les calcaires à silex affleurent sur les deux rives de la Reppe, dans un petit synclinal pincé au sein de l'Aptien. L'âge cénomanien de ces terrains, qui a été contesté, se précise sur le versant méridional du vallon de Cimay, à l'est de Sainte-Anne. La nouvelle route du Broussan qui emprunte ce vallon à la sortie du village, coupe, en effet, une barre verticale calcaire formée, à sa partie supérieure, de bancs récifaux clairs à sections de Rudistes et, dans ses parties moyenne et inférieure, de couches alternativement calcaires (calcaires gris à silex noirs) et marneuses ou argileuses à passées charbonneuses (marnes à Térébratules). La formation passe aux sables turoniens par des calcaires qui se chargent toujours davantage de grains de quartz détritiques; quant au contact des calcaires avec l'Aptien, il se fait par l'intermédiaire d'une brèche sédimentaire argileuse recouvrant les marnes gréseuses gargasiennes à *Toxaster collegnoi*, profondément ravinées.

Les calcaires gris compacts à silex, déjà rencontrés au sud du mont Caumes (Malvallon et Pardiguières), sont transgressifs sur l'Aptien : ils appartiennent au Cénomanien.

Au nord de l'Ouvrage du Gros Cerveau, les calcaires cénomanien disparaissent localement. À leur place se développe un faciès détritique décrit par S. Fabre comme « des grès grossiers à la base, avec gros grains de quartz, passant à des grès durs compacts. Le contact avec l'Aptien est souvent marqué par des bancs corrodés ferrugineux ».

Plus loin, dans le quartier des Hautes (vallon du Grand Vallat), on rencontre des grès en petits bancs, parfois schisteux, dans lesquels S. Fabre signale quelques moules d'*Acanthoceras*, indéterminables spécifiquement. Au-dessus, ces grès passent à des calcaires récifaux à sections de Rudistes. Nous retrouvons là la coupe des Garniers.

Cette étude des faciès du Cénomanien sur tout le pourtour oriental du bassin du Beausset, me permet de préciser deux faits importants :

1° Au Nord, la transgression de la mer se fait de l'Ouest vers l'Est, sur une plate-forme littorale qui conserve une topographie identique à celle qu'elle avait à la fin du Crétacé inférieur;

2° Au Sud, la mer cénomanienne transgresse un relief nouvellement édifié, à plate-forme littorale étroite ou même inexistante, et à contour irrégulier. La phase de dépôt, correspondant ici à la dernière période du Cénomanien, a été directement précédée d'une phase d'érosion intense. (À ce propos, signalons que les calcaires marneux, noduleux, à Orbitolines, qui affleurent sur le bord méridional du bassin du Beausset et attribués par É. Haug au Cénomanien inférieur, doivent être rangés dans l'Aptien).

L'ondulation anticlinale qui avait donné naissance à la topographie de la fin du Crétacé inférieur, s'est déplacée vers le Sud, entraînant, dès le début du Cénomanien, l'émersion des terrains de couverture dans la région toulonnaise. Ainsi s'ébauche le pli qui évoluera plus tard pour donner l'édifice tectonique à structure complexe des collines situées au nord de Toulon.

b. Le Turonien.

Le Turonien du bassin du Beausset a fait depuis longtemps l'objet d'études précises (A. Toucas, M. Bertrand, É. Haug) qui furent complétées, en 1940, par S. Fabre.

À la suite de ces derniers travaux, la série turonienne apparaît ainsi constituée :

- à la base : marnes et marno-calcaires noduleux, très fossilifères, à *Periaster verneuilli* DESOR et *Mammites*;
- dans la partie moyenne : sables et grès siliceux azoïques;
- à la partie supérieure : barre récifale à Hippurites (*Vaccinites petrocoriensis* DOUV. et *Orbignya resecta* var. *requieni* MATH.).

Les marnes sont ligériennes; quant aux sables et aux grès, ils sont angoumiens, d'après S. Fabre. La barre récifale, en grande partie angoumienne, renferme dans sa partie supérieure des Hippurites coniaciennes. Ce fait, reconnu déjà par M. Bertrand, puis confirmé par M. Maury et S. Fabre, place cette formation à la limite du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur.

La distribution de ces terrains est inégale tout autour du bassin du Beausset. É. Haug puis S. Fabre ont fait remarquer l'absence des marnes sur la bordure méridionale, et ils interprètent ce fait comme le résultat d'une lacune. J'ai, de mon côté, précisé certaines particularités stratigraphiques caractéristiques de l'évolution paléogéographique de la région toulonnaise.

Les marnes ligériennes de Cassis, qui ont complètement disparu sur le plateau du Camp, font de nouveau leur apparition à l'Est, à partir de la Daumasse. On les observe ensuite jusqu'aux Olivières, à l'est du Revest, où elles disparaissent en biseau entre le Cénomaniens calcaire et le Turonien gréseux. Au Sud, elles ne s'étendent pas au-delà du repli synclinal qui affecte le bord méridional du bassin du Beausset. On remarque, en effet, que la série supracrétacée renversée du vallon de Pardiguières et de la cuvette du Broussan ne renferme pas ce faciès.

Cette distribution des terrains du Turonien inférieur montre un changement dans la bathymétrie locale. Le golfe pyrénéo-provençal s'approfondit dans l'axe du bassin du Beausset, mais se rétrécit, entraînant dans son mouvement d'affaissement la plate-forme du Revest qui avait manifesté, jusqu'à la fin du Crétacé moyen, une tendance à l'émersion. À une sédimentation lagunaire et néritique de fond de golfe succède dans la région du Revest un régime bathyal. Ce mouvement de bascule, marqué en outre par la surélévation de la ride anticlinale méridionale dans laquelle s'ébauchent les plis toulonnais, accuse, au Sud, un arrêt brusque de l'onde de plissement, dont nous suivons l'évolution depuis l'Aptien.

Mais ces mouvements sont saccadés, à l'Est. C'est ainsi que l'on voit s'intercaler dans les marnes ligériennes de la région du Revest des bancs calcaires (calcaires récifaux, calcaires à petits Brachiopodes, calcaires marneux rognonneux à Lamellibranches) présentant à leur surface des traces de corrosion (fig. 13).

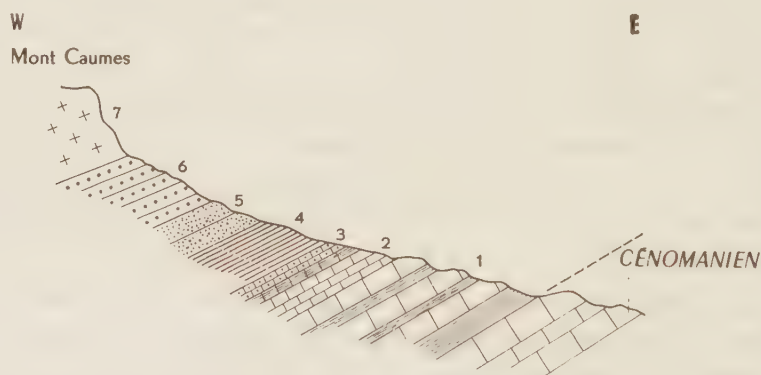


FIG. 13. — Le Turonien du Revest, à l'est du mont Caumes

1. Alternance de calcaires subrécifaux et de marnes. — 2. Calcaires marneux grumeleux à petits Brachiopodes. — 3. Calcaires sableux et marnes sableuses à Rhynchonelles. — 4. Marnes. — 5. Sables et grès blancs. — 6. Grès roux et calcaires spathiques. — 7. Calcaire récifal.

Les grès et sables (grès et sables siliceux, à la base; grès calcaires roux, au sommet), ainsi que la barre récifale, sont les seuls faciès turoniens observés sur la bordure méridionale du bassin

du Beausset. Transgressifs, à la fois, sur le Ligérien marneux et sur le Cénomanién, ils révèlent un fond marin nivelé par la sédimentation, ainsi que la présence d'un rivage au Sud. Le long de celui-ci, se déposent d'abord les sables littoraux, puis s'édifient des récifs, pendant qu'au Nord (Le Camp) s'accumulent les vases calcaires. Mais la ride anticlinale toulonnaise rejoue constamment. Ses pulsations s'inscrivent avec précision dans les fréquentes variations de faciès observées dans la Barre des Aiguilles, à l'est de Sainte-Anne-d'Évenos (S. Fabre, 1940, p. 179).

c. Le Sénonien.

La mer sénonienne comble de ses sédiments la cuvette synclinale du bassin du Beausset. L'*Emschérien* (Coniacien et Santonien) est marin; l'*Aturien* (seul le Campanien est représenté) devient saumâtre et lacustre. Les faciès très variés dans l'ensemble présentent des variations plus profondes de l'Est vers l'Ouest que du Sud vers le Nord.

CONIACIEN ET SANTONIEN. — Sur un axe sud-nord allant du Gros Cerveau au Camp par Le Beausset, le Coniacien et le Santonien forment une puissante série de marnes sableuses et de grès plus ou moins argileux. Sur le flanc nord du synclinal (le seul représenté sur le littoral, entre La Ciotat et les Lèques), les fossiles sont rares et cantonnés à certains niveaux (niveaux à petits Gastéropodes et à Spongiaires⁽¹⁾ des Lèques; couches à *Micraster corbaricus* LAMB.). Sur le flanc sud, bien développé sur le versant méridional des collines du Vieux-Beausset, la série, moins épaisse et de faciès plus uniforme, renferme une faune assez variée permettant de dater les niveaux. C'est ainsi que l'on distingue :

— à la base, des calcaires marneux et gréseux, à *Micraster corbaricus* LAMB. (ou à *Mortonicerus emscheri* SCHLÜT.) et à *Inoceramus digitatus* SOW. (ou à *Texanites texanus* RÆMER), représentant le Santonien inférieur;

— au sommet, des marnes gréseuses et des grès roux renfermant des débris de végétaux, puis des calcaires sableux rognonneux et grès roux à *Exogyra matheroni* D'ORB., *Lima ovata* RÆMER, avec bancs à Foraminifères (*Lacasma*) (Santonien supérieur à *Placenticerus syrtale* MORT.).

Dans ces formations s'intercalent des bancs à Hippurites dans lesquels A. Toucas a reconnu trois niveaux :

Niveau inférieur (Coniacien supérieur) à *Orbignya socialis* DOUV., *Vaccinites giganteus* D'HOMBRE-FIRMAS, *Biradiolites canaliculatus* D'ORB., faisant suite directement aux calcaires à Hippurites du Turonien.

Niveau moyen (de La Cadière) à *Orbignya matheroni* DOUV., *Vaccinites dentatus* MATH., *Præradiolites toucasi* D'ORB., *Sphærolites boreani* TOUC., *Radiolites matheroni* TOUC., situé dans la zone à *Texanites texanus* du Santonien inférieur.

Niveau supérieur à *Orbignya canaliculata* ROLL. DU ROQUAN, *Vaccinites latus* MATH., *Præradiolites sinuatus* D'ORB., *Biradiolites beaussetensis* TOUC., immédiatement situé au-dessus des Grès à végétaux du Santonien supérieur.

Toute cette série marine se termine par des marnes sableuses à *Ostrea galloprovincialis* MATH.

Dans le massif du mont Caumes, nous trouvons les affleurements les plus orientaux du Sénonien marin. Ces terrains, qui sont à relier à la barre récifale « turonienne », en raison des discussions qui accompagnèrent l'interprétation de l'ensemble de la série, donnent la succession suivante :

— à la base (horizon 1), barre récifale, à Hippurites (barre inférieure du mont Caumes);

— dans la partie moyenne (horizon 2), calcaires gréseux spathiques à Foraminifères et à débris d'Échinides, de Bryozoaires, de Mélobésiées, alternant avec des grès roux à gros grains de quartz;

— au sommet (horizon 3), puissante dalle de calcaires récifaux à Hippurites (barre supérieure du mont Caumes).

(1) Couches à Spongiaires décrites par Léon Moret (1926).

Cette série a été diversement interprétée par M. Bertrand, A. Toucas et É. Haug.

Revenant sur une idée qu'il avait précédemment exprimée, au sujet de la constitution turo-nienne et coniacienne de l'horizon 1 du mont Caumes, M. Bertrand envisagea l'hypothèse d'un dédoublement de la barre angoumienne avec un développement exceptionnel de Turonien jusqu'au sommet de l'horizon 3 (1887 c).

M. Bertrand soutint son hypothèse lors de la Réunion extraordinaire de la Société géolo-gique de France, en 1891, malgré une opposition avec arguments paléontologiques de la part de A. Toucas. Ce dernier proposa en effet l'interprétation suivante : les deux barres à Hippurites du Caumes sont sénoniennes. À l'appui de cette opinion, Toucas déclarait avoir rencontré au-dessus du Revest, dans les grès inférieurs à la première barre, des débris de *Micraster*, un bon radiole de *Cidaris clavigera* et *Platycyathus terquemi*. Ces grès seraient sénoniens. L'Angoumien serait alors représenté, au-dessous des grès, par des calcaires marneux contenant un certain nombre de Rudistes de la zone à *Biradiolites cornupastoris*.

Pour É. Haug (1925), les grès et calcaires spathiques représenteraient vraisemblablement, non seulement le Coniacien, mais aussi la partie inférieure du Santonien. « La barre supérieure de calcaires à Hippurites, écrit-il, entièrement coniacienne à son extrémité occidentale, serait, à son extrémité orientale, d'âge Campanien moyen. Il semblerait donc que, de l'Ouest à l'Est, elle occupe un niveau de plus en plus élevé, à mesure que le faciès gréseux augmente d'épaisseur ».

De toutes ces interprétations, celle de É. Haug paraît la plus vraisemblable. Néanmoins, des observations nouvelles me conduisent à admettre une position stratigraphique un peu plus élevée de la barre récifale inférieure (barre « turonienne »).

J'ai en effet remarqué les faits suivants :

1^o La barre « turonienne » de Sainte-Anne-d'Évenos se dédouble à 300 mètres environ au sud-est de la Bérenguière (vallon de Cimay), juste au-dessus du calcaire jaune nankin à intercalations de bancs à Alvéolines, c'est-à-dire sur le plan de séparation du Coniacien inférieur (calcaire à *Actæo-nella crassa* d'ORB., décrit par H. Parent) et du Coniacien supérieur récifal;

2^o Les Hippurites qui se développent sur des fonds sablo-vaseux donnent des récifs localisés en dehors de la zone néritique à sédimentation détritique grossière et zoogène. La terminaison en biseau, vers l'Ouest, des calcaires spathiques et grès à gros grains de quartz (horizon 2) matérialise un recul vers l'Est de la limite d'extension de la sédimentation néritique, recul accompagné d'un déplacement des récifs à Hippurites dans la même direction. Ceux-ci occuperaient des niveaux stratigraphiques de plus en plus élevés ainsi que É. Haug en émet l'hypothèse;

3^o Les grès et calcaires grossiers roux, superposés aux sables blancs turo-niens de la région du Revest, se terminent, eux aussi, en biseau vers l'Ouest. La même interprétation pourrait être donnée pour expliquer la position de plus en plus élevée de la barre récifale à Hippurites dans le Sénonien inférieur. Ce qui confirmerait en partie l'opinion de A. Toucas sur la stratigraphie du mont Caumes.

Mais, dans cette dernière hypothèse, on ne s'explique pas très bien le développement simul-tané des récifs à Hippurites d'âge Coniacien supérieur, par exemple, dans deux secteurs (Sainte-Anne-d'Évenos et le mont Caumes) entre lesquels se seraient déposés des sédiments néritiques (fig. 14). Aussi faut-il considérer que la barre récifale inférieure du mont Caumes ne s'élève pas au-dessus du Coniacien inférieur.

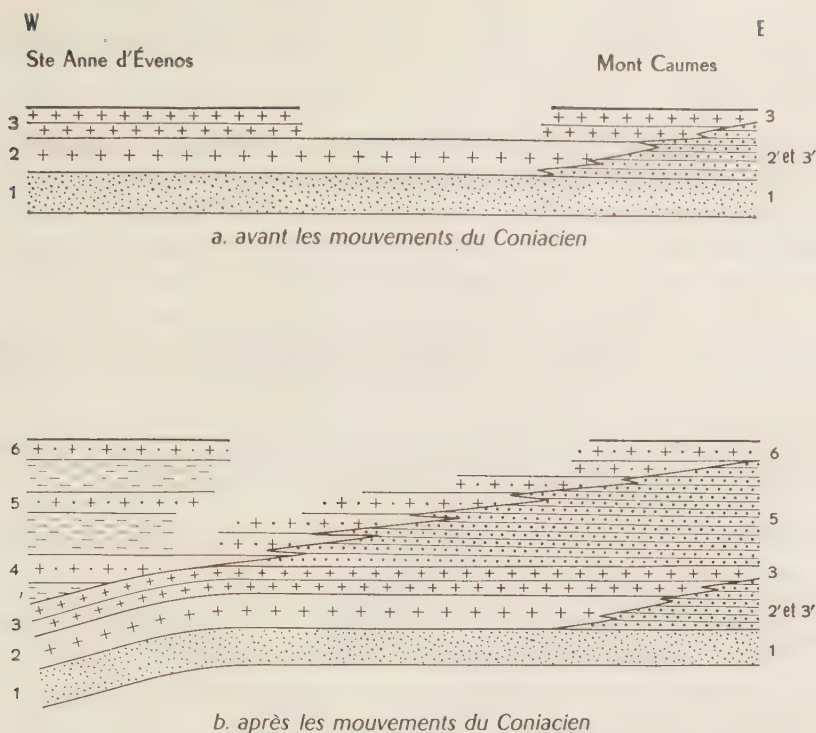


FIG. 14. — Distribution des faciès récifaux du Turonien et du Sénonien, entre Sainte-Anne-d'Évenos et le mont Caumes

1. Sables turoniens. — 2. Calcaires récifaux turoniens. — 3. Coniacien inférieur. — 2' et 3'. Grès roux, calcaires gréseux et spathiques du Turonien et début du Coniacien. — 4. Calcaires récifaux du Coniacien supérieur. — 5. Calcaires à Hippurites du Santonien inférieur. — 5'. Grès roux et calcaires spathiques du mont Caumes. — 6. Calcaires à Hippurites du Santonien supérieur.

Il reste à expliquer maintenant le recul vers l'Ouest des récifs à Hippurites au Coniacien supérieur, avec extension des faciès néritiques jusqu'au vallon de Cimay. En l'absence d'une régression marine caractérisée, ce phénomène serait dû, pendant le Coniacien moyen, à un soulèvement, dans les secteurs sud, sud-est et est, de la barre turonienne. Ce mouvement achevé, l'extension des récifs post-coniaciens se serait poursuivie vers l'Est selon le processus décrit précédemment. Les preuves d'un tel soulèvement existent dans la région de Sainte-Anne-d'Évenos. Dans la barre des Aiguilles, en effet, S. Fabre mentionne l'existence d'une brèche tectonique située entre le Coniacien inférieur à *Actæonella* et le Coniacien supérieur récifal. Dans le vallon qui borde, au Nord, la barre des Aiguilles, P. Georgeot signale la présence d'un faciès de rivage sableux et marno-sableux renfermant des récifs à Madrépores ⁽¹⁾.

Ainsi, dans cette série supracrétacée de la partie orientale du bassin du Beausset, la barre supérieure du mont Caumes appartient au Santonien supérieur, la barre inférieure, dite « turonienne », doit monter plus haut dans le Coniacien que celle des Aiguilles, à l'est de Sainte-Anne-d'Évenos.

À l'Emschérien les mouvements du sol sont lents. Le sillon marin du bassin du Beausset s'approfondit sans cesse, pendant qu'au Sud et au Sud-Est, s'agite de nouveau, avec une phase de soulèvement au Coniacien moyen, l'ébauche anticlinale des plis nord-toulonnais.

⁽¹⁾ GEORGEOT (P.), 1954. — Les marnes rubanées siliceuses et le complexe récifal à Madrépores de Sainte-Anne-d'Évenos (Var). *Ann. Soc. Sc. Nat. Toulon et Var*, n° 6, p. 150.

LE CAMPANIEN. — Avec les calcaires marneux à *Exogyra matheroni* se terminent les formations marines du bassin du Beausset. On passe alors à des sédiments montrant une dessalure progressive du golfe provençal.

La série débute par des calcaires marneux à faune saumâtre connue sous le nom de « faune du Plan d'Aups ». Ce sont, à la base, des calcaires marneux à *Ostrea galloprovincialis* MATH. et, au sommet, des marnes à Turritelles avec *Glaucania coquandi* D'ORB.

Au-dessus viennent les couches du *Valdonnien*. Ce sont des calcaires marneux assez compacts à *Campylstylus galloprovincialis* MATH. et *Corbicula globosa* MATH.

Les couches supérieures constituant le *Fuvélien* comprennent, à la base, des calcaires marneux à lignites (trois bancs qui ont été exploités à Fontanieu), au sommet, des calcaires marneux compacts, jaunâtres sans charbon. La faune, riche en *Corbicula concinna* Sow., a fait désigner cette formation du nom de « Couches à Cyrènes ».

Ces terrains n'existent que dans le secteur crétacé recouvert par les terrains triasiques du chevauchement du Beausset, Fontanieu, le Télégraphe.

LE MAESTRICHTIEN. — Bien développé au Nord, dans le massif de la Sainte-Baume, il fait complètement défaut dans la région toulonnaise.

La tendance au soulèvement de cette région, qui s'est de nouveau manifestée dès la fin de l'Emschérien par le retrait de la mer et la dessalure progressive du fond du golfe provençal, s'affirme, à la fin du Campanien, par le retrait des lacs. Sur ce terrain surélevé, non encore érodé, les eaux ruissellent vers les vallées subséquentes qui se creusent depuis le Cénomanién, au moins, dans les reliefs de bordure du massif des Maures. L'ensemble du territoire soumis à l'érosion, va échapper, pendant un temps assez long, à l'action sédimentaire des eaux.

D. LES TERRAINS TERTIAIRES

Les terrains tertiaires sont uniquement représentés dans la région de Toulon par des sédiments lacustres de l'*Oligocène*.

La stratigraphie de ces terrains est difficile à établir en raison de la rareté des fossiles. On peut néanmoins y distinguer la succession suivante :

- à la base, *calcaires en plaquettes*;
- dans la partie moyenne, puissante formation de poudingues à éléments grossiers indigènes (« *Poudingues de Bandol* »);
- au sommet, *conglomérat et cailloutis siliceux*.

a. *Les calcaires en plaquettes.*

Accompagnés de marnes gris vert, ils alternent avec des bancs de poudingues plus ou moins argileux et des passées ligniteuses. La formation affleure largement à Ollioules où elle recouvre le Trias et le Jurassique. À l'est de Bandol, près de la Vernette, J. Répelin signale que des forages de puits ont mis en évidence un affleurement de calcaire marneux *sannoisien* avec débris de végétaux, comparable à celui du bassin de Marseille (1936).

L'âge donné par J. Répelin à ces formations confirme l'attribution faite antérieurement par É. Haug.

b. Les Poudingues de Bandol.

Ce sont des conglomérats à gros éléments indigènes alternant irrégulièrement avec des argiles rouges, jaunes ou blanches. Dans la presqu'île du Château, ces conglomérats très argileux renferment des boules de basalte. J. Répelin y a trouvé des fragments d'ossements fossiles de grandes dimensions, attribués au genre *Acerotherium*.

É. Haug range cette formation dans le Sannoisien, tandis que J. Répelin, utilisant la preuve paléontologique signalée ci-dessus, l'attribue au Stampien.

c. Les conglomérats et cailloutis siliceux.

Ils représentent une formation que É. Haug décrit ainsi (1925) : « Poudingues constitués à peu près exclusivement par un ciment sableux et par de petits galets bien calibrés de quartz blanc, empruntés aux phyllades. Ils alternent avec des sables jaunes et des argiles... Ils sont transgressifs et reposent directement, en ce même point, sur le Trias et, au nord de Bandol, sur les calcaires bathoniens ».

D'après cet auteur ces poudingues appartiennent au Stampien. Transgressifs sur les terrains jurassiques et triasiques des bords du lac oligocène, ils seraient concordants avec des dépôts sannoisiens sous-jacents.

J'ai examiné ces poudingues quartzeux et ai remarqué qu'ils se répandaient sur des terrains d'âge très différent, en une couche irrégulière plus ou moins épaisse, présentant souvent l'aspect d'un semis résiduel de petits galets de quartz. À l'Est (Ollioules), ils recouvrent d'une couche continue les calcaires en plaquettes et le Jurassique supérieur; à l'Ouest (Bandol), ils transgressent une plate-forme d'abrasion nivelant à la fois le Jurassique et les poudingues à *Acerotherium*. L'extension de ce dépôt de cailloutis sur les terrains jurassiques, au nord de Bandol, est démontrée par l'accumulation, dans les fissures du Bathonien calcaire arasé, de sable et de cailloutis quartzeux du type de ceux qui affleurent en d'autres lieux.

Ainsi, ces cailloutis dits « stampiens » s'étaient sur une surface d'érosion qui nivelle à la fois les terrains du Secondaire et ceux du Tertiaire inclinés vers le Sud. » Ils sont donc d'un âge plus récent que les conglomérats argileux à *Acerotherium*. En les plaçant dans l'*Aquitani*en, je les assimile aux poudingues supérieurs du bassin de Marseille.

d. Le basalte tertiaire des environs de Toulon.

À l'ouest de Toulon, des affleurements de basalte apparaissent dans la topographie sous la forme de tables plus ou moins étendues dont l'altitude décroît du Nord vers le Sud : 605 mètres au Rocher de l'Aigle; 284 mètres à l'Oppidum de la Courtine; 40 mètres dans le massif des Playes; 0 au cap Nègre.

Ces témoins basaltiques sont des vestiges d'une grande coulée. Les laves, issues du secteur des Sambles, où le basalte traverse en filons le calcaire à Hippurites, se sont écoulées vers le Sud sur la pente d'une topographie tertiaire à laquelle appartenait, au nord d'Ollioules, la surface d'arasion d'Hugueneuve et de la Garangue. Empruntant des vallonnements déjà occupés par des limons rouges et cailloutis tertiaires (route d'Évenos au Broussan), ces laves se déversaient au Sud dans la dépression lacustre d'Ollioules et de Bandol, en majeure partie comblée par les sédiments détritiques.

La coulée de basalte d'Ollioules, associée aux conglomérats et cailloutis quartzeux, est contemporaine de cette formation : elle est donc aquitanienne. C'est l'âge que L. Collot (1890) donne à la coulée de basalte de Beaulieu au nord-ouest d'Aix-en-Provence. Cette précision modifie légèrement l'opinion déjà formulée par G. Denizot sur le volcanisme provençal (1938) : « Le volcanisme de la Provence », écrit cet auteur, « apparaît situé à la limite du Stampien et de l'Aquitani

Reste maintenant à envisager le mode de formation et l'âge des gros blocs de basalte qui se trouvent mêlés, dans la presqu'île du Château de Bandol, à des argiles et conglomérats des « Poudingues de Bandol ». Ce sont, écrit Denizot (1938) : « de grosses boules, dont certaines atteignent le mètre cube. Ces boules sont complètement emballées dans la formation sédimentaire : elles ont la signification évidente de bombes volcaniques, avec une desquamation concentrique très caractéristique; et, fait capital, à leur contact la formation sédimentaire de marne à gravier est cuite sur une épaisseur de quelques centimètres formant croûte. Cet emballage, additionné de cendres volcaniques, a la signification d'une pépérite ».

Cette description fait apparaître la contemporanéité de ce basalte avec le sédiment encaissant. Opinion différente de celle soutenue par J. Répelin qui voit là « un chaos basaltique formé antérieurement au poudingue et remanié au moment de la formation de ce dernier ». Mais cette opinion concorde avec celle qui fut déjà émise par M. Bertrand, Renevier et É. Haug.

Les Poudingues de Bandol étant plus anciens que les cailloutis et conglomérats quartzeux, ces « boules » proviendraient, d'après Haug, d'une coulée plus ancienne que la grande coulée, datée par lui comme stampienne. Or, ces boules entourées d'une gangue argileuse cuite, lardée de petits galets de quartz, ont certainement roulé vers le lac, sur un lit de cailloutis aquitaniens.

On peut donc admettre qu'il existait à l'Aquitaniens, dans la partie orientale du bassin de Bandol, une dépression lacustre que comblaient les éléments détritiques provenant d'un remaniement du Stampien. Des fragments du magma basaltique, se détachant de la grande coulée, auraient ainsi été entraînés vers cette dépression en s'emballant dans une croûte argileuse qui aurait « cuit » à son contact. Les boules de basalte à desquamation concentrique ne gisent d'ailleurs pas exclusivement à Bandol; on en voit de même se détacher d'une coulée (coulée du cap Nègre), sur le versant occidental du massif des Playes.

*
* * *

Le QUATERNAIRE n'intervient pas dans la tectonique de la région toulonnaise.

Ces terrains, très divers dans leurs faciès, ont fait l'objet, dans les zones littorales, d'une thèse de doctorat ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ BLANC (J.-J.), 1958. — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Paris, Masson.

CHAPITRE IV

TECTONIQUE DES MASSIFS HERCINIENS DE TOULON

I. — GÉNÉRALITÉS

La *Zone des massifs hercyniens de Toulon* qui se situe au sud d'une ligne reliant Le Pradet à Sanary, par Lamalgue, La Seyne, les Playes, est constituée par un groupe de collines où affleurent des phyllades, et dont la structure demeure un sujet vivement controversé.

Alors que les études de M. Bertrand et Ph. Zurcher (1891), Ph. Zurcher (1893), É. Haug (1925) conduisaient à admettre l'existence, dans cette région, d'une nappe de phyllades recouvrant les formations plus récentes de Permien et du Trias, d'autres observations faites par G. Corroy (1935 *a* et 1936) apportaient des arguments en faveur de l'enracinement des terrains anté-houillers.

A. HYPOTHÈSE DE LA « NAPPE DE SICIÉ »

La première interprétation semblait se justifier par de nombreux faits.

La remarque la plus frappante qui conduit le géologue à admettre d'emblée l'hypothèse du recouvrement résulte d'un simple examen de la carte géologique établie par É. Haug et ses collaborateurs, à la suite de M. Bertrand et Ph. Zurcher. Ce document fait apparaître, en effet, dans la région du Pas du Loup, à l'ouest de la presqu'île de Saint-Mandrier, la forme anticlinale surbaissée d'une « carapace » de phyllades et des assises permienues et triasiques sur lesquelles elle repose. Le contact anormal séparant les deux formations paraît avoir subi les mêmes déformations que les terrains qu'il affecte. Sa surface, ayant même inclinaison que les flancs de l'anticlinal, dessine une voûte qui se ferme vers l'Ouest sous les phyllades de Six-Fours; en en dessinant le prolongement dans l'espace, on la voit nettement passer par-dessus la dépression permienne du Pas du Loup. Celle-ci peut donc être interprétée, par sa conformation, comme une fenêtre ouverte dans un massif paléozoïque constituant une nappe de charriage.

D'autres détails de structure militent en faveur de l'hypothèse du recouvrement.

C'est d'abord la présence, dans le reste de la zone des massifs hercyniens, d'un contact anormal quasi continu séparant les formations cristallophylliennes des terrains les plus récents de la série permo-triasique; les schistes carbonifères et les grès permienues, coincés dans la faille, au

contact des terrains triasiques, ne représenteraient que des lambeaux du flanc inverse du pli couché ayant donné naissance à la grande masse de phyllades en recouvrement.

C'est aussi la superposition, nettement démontrée par endroits, des phyllades aux formations du Permien et du Trias. Dans le secteur du Pas du Loup, ces dispositions ont été confirmées d'une façon indiscutable par J.-P. Destombes (1950 et 1951), à la suite des travaux de percement du souterrain d'évacuation des eaux d'égout de la région de Toulon.

C'est encore l'existence, au sein des phyllades, de plis synclinaux qui affecteraient la masse chevauchante, sans être accompagnés de plis anticlinaux correspondants. La nappe, mise en place par un mouvement de translation horizontal de direction générale sud-nord, aurait été plissée secondairement.

C'est enfin la présence, sur le Trias de Sainte-Marguerite, à l'est de Toulon, d'un « lambeau » de Paléozoïque que les travaux de percement du souterrain de l'Eygoutier auraient montré sans racine.

Tous ces faits minutieusement étudiés par Ph. Zurcher et M. Bertrand, repris plus tard par É. Haug et son École, établissent le fait d'un certain recouvrement, par les phyllades, du Permien et du Trias dans la région toulonnaise. Leur interprétation a paru dès lors suffisante pour étayer l'hypothèse d'une véritable nappe de phyllades, à laquelle a été donné le nom de *nappe de Sicié*.

Malgré la concordance de leur point de vue sur l'existence de la nappe, quelques divergences concernant l'extension réelle de la masse de phyllades en recouvrement séparent les auteurs.

Ph. Zurcher voyait un « grand pli couché vers le Nord, avec trajet horizontal de plus de cinq kilomètres » qui s'est étendu sur la région, et dont on ne retrouve plus que des témoins. Le front de ce pli atteindrait le Muschelkalk de Pépiole, sur le versant nord du massif des Playes, au contact duquel l'auteur aurait identifié un mince affleurement de phyllades; des vestiges du flanc normal seraient représentés par les affleurements de Permien inférieur du massif des Playes et de Houiller de la basse vallée de l'Eygoutier (cette disposition des terrains expliquerait « la limitation au monticule au nord de Six-Fours », par exemple, du seul affleurement de Permien inférieur observé dans la région de Toulon); des lambeaux de Permien et de Houiller du flanc inverse donneraient des coins étirés sur la ligne de contact anormal séparant les phyllades du Permo-Trias autochtone.

Bien que la carte de Toulon au 50 000^e ne le mentionne point, Haug propose de distinguer deux régions dans les massifs de phyllades : l'une, caractérisée par l'autochtonie des terrains métamorphiques (massif de Six-Fours, majeure partie du massif des Playes), l'autre, formée de masses phylladiennes en superposition anormale sur les terrains permien et triasiques de la « fenêtre de Saint-Mandrier » et de l'anticlinal de l'Eygoutier (tout le reste des massifs anciens de la région de Toulon). Le front nord des masses charriées passerait à l'est de l'affleurement de phyllades de la Lône, en bordure de la vallée de la Reppe, contournerait par le Sud la pointe Nègre et remonterait vers le Nord dans le massif des Playes jusqu'au contact du Carbonifère; puis, passant par le Sud du massif de Six-Fours, il se dirigerait vers la rade de Toulon et la basse vallée de l'Eygoutier, à travers le Paléozoïque de La Seyne. Niant la fréquence, sous les phyllades, des retours de couches éotriasiques, permien et houillères, considérées par Zurcher comme des vestiges du flanc inverse, Haug ne voit, dans les quelques apparitions de ces terrains sur la ligne de contact anormal à la périphérie des massifs cristallins, que des « lambeaux de poussée entraînés par le charriage ». La même réserve est faite pour les lambeaux de Permien et de Houiller signalés par Zurcher comme des vestiges du flanc normal du pli ayant donné naissance à la nappe. Pour Haug, de tels témoins n'existent pas. « Aucun lambeau de Permien, écrit-il, ne se rencontre en superposition normale sur les phyllades, et les lambeaux houillers qui sont intercalés dans leur masse s'y sont trouvés pincés par des plissements antérieurs à la discordance qui, dans la région, marque la base du Permien ».

Ainsi, l'existence même de ce « grand pli couché dont les phyllades en recouvrement constitueraient le noyau » n'est pas admise par É. Haug. Dans l'esprit de cet auteur, la nappe de phyllades a plus la forme d'une vaste écaille que d'un pli couché. À la nappe du premier genre décrite par M. Bertrand et Ph. Zurcher, Haug, substitue la nappe du deuxième genre ⁽¹⁾.

Les documents laissés par M. Bertrand et Ph. Zurcher sont assez imprécis en ce qui concerne l'extension, vers l'Est, de la nappe de Sicié. Si l'on s'en tient aux seuls levés de carte, on peut prêter à ces auteurs l'intention de limiter la nappe au massif du Pradet.

É. Haug est plus explicite sur ce sujet. Se basant sur la similitude de structure des massifs de Six-Fours (au nord de Sicié) et des Maurettes-Notre-Dame-du-Fenouillet (au nord-ouest d'Hyères), il démontre l'autochtonie des

⁽¹⁾ Ph. Zurcher partagera plus tard (1926) cette opinion de Haug.

massifs de phyllades d'Hyères, fixant ainsi comme limite orientale actuelle des terrains charriés le « lambeau de recouvrement » du Pradet. La nappe, cheminant vers l'Est, aurait néanmoins, avant dénudation, recouvert le mont des Oiseaux.

Revenant sur cette importante question, H. Parent (1928 *a*) présente des observations tendant à prouver une plus grande extension de la nappe vers l'Est, jusque sur la partie orientale de Porquerolles et sur les Maurettes, où se trouverait la partie frontale de ce grand déplacement.

Enfin, dernièrement (1950), M. Lugeon précise la notion de « nappe de Sicié » en interprétant la masse de phyllades en recouvrement comme un pli à front plongeant vers le Nord, sous les masses calcaires de la Provence méridionale. La nappe dont le flanc normal se trouverait dans la colline des Playes, ne pénétrerait pas profondément dans la couverture sédimentaire, et son front plongeant, bien dessiné dans les collines au nord-ouest de Six-Fours, se retrouverait dans le massif de Lamalgue, à l'est de Toulon.

B. THÉORIE DE L'ENRACINEMENT DES PHYLLADES

L'immense faisceau de faits en faveur de la thèse du recouvrement des terrains permien et triasiques par les phyllades, est troublé par quelques détails de structure qui en détruisent l'harmonieux enchaînement.

Ces faits ressortent de l'étude détaillée des massifs hercyniens. Orientant dans ce sens ses investigations, G. Corroy décrivait, en effet, dans les secteurs du Pradet et du cap Brun, à l'est de Toulon, des formes structurales qui ne s'accordaient plus avec la théorie du chevauchement (1935 *a* et 1936). « Ces massifs, écrivait-il, sont enracinés *in situ*. Ils apparaissent sous la forme de dômes, ou de lames plus ou moins élargies, crevant le manteau de sédiments permo-triasiques qu'ils chevauchent parfois localement. » L'un des faits les plus importants sur lequel s'appuie l'auteur pour renforcer sa démonstration est l'extrusion, au sein du Trias de Sainte-Marguerite, au débouché sur la mer du tunnel de l'Eygoutier, d'une lame de phyllades accompagnée de Carbonifère et de Permien. Cette « lame anticlinale de phyllades, étroite et verticale, comme éclatée au milieu des sédiments du Permo-Trias » est présentée comme un trait d'union entre les massifs enracinés de Lamalgue et du Pradet.

C. OBSERVATIONS RÉCENTES

À la suite de ces auteurs, il devenait difficile de se faire une opinion exacte de la structure des massifs hercyniens de la région de Toulon, d'autant plus que J.-P. Destombes, apportant une preuve formelle du recouvrement, par les phyllades, du Permo-Trias du Pas du Loup, à l'ouest de Saint-Mandrier, remettait sérieusement en question la théorie du chevauchement. Moi-même, étudiant le massif du Pradet (1951), confirmais d'autre part l'enracinement des phyllades *in situ* sous forme d'écaillés.

La preuve de l'insuffisance des faits observés était encore manifeste.

Désireux de combler quelques lacunes, j'ai étendu mes recherches au sein des massifs de phyllades, en m'attachant surtout à définir la forme tectonique des principales unités structurales du Paléozoïque. Ce faisant, j'ai accompli une tâche, dont Haug lui-même désirait la réalisation. Des levés au 20 000^e de tous les affleurements visibles m'ont conduit en outre, à préciser, en quelques points caractéristiques, la nature du contact des phyllades avec les terrains sédimentaires.

Dans la description des massifs hercyniens, j'ai utilisé avec profit, une étude stratigraphique des phyllades, basée sur la différenciation pétrographique des différents horizons. La mise en évidence de formations-repères continues, tels les phtanites, les quartzites de Six-Fours, les schistes noirs de la Vieille-Garde, m'a permis, par exemple, de déceler des structures synclinales et anticlinales jusqu'ici ignorées.

II. — LES MASSIFS HERCYNINIENS À L'OUEST DE TOULON

A. VUE D'ENSEMBLE

L'examen de la carte géologique que j'ai dressée de cette région (fig. 15), fait ressortir deux ensembles bien différents par leur constitution lithologique.

Au sud de la presqu'île du cap Sicié, dans l'angle formé par la côte, entre la pointe de l'Éperon et le promontoire du Bau Rouge, s'élève un groupe de collines où n'affleurent que les schistes des séries supérieures de phyllades : arkoses et schistes noirs avec ou sans ampélites de la Vieille-Garde, quartzophyllades et phyllades gris de la Grande Calanque, phyllades de Peyras. Bien que l'ensemble soit affecté de décollements tangentiels, avec formation d'écailles, on note une superposition normale de tous ces terrains. Le pendage moyen des couches s'oriente vers le Nord-Ouest. À ce territoire de constitution homogène je donne le nom de *Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas*.

Au nord d'une ligne reliant la pointe de l'Éperon au Bau Rouge, c'est-à-dire dans tout le reste de la région étudiée (*Secteur des Lèques, Six-Fours, La Seyne, les Playes*), on ne trouve plus trace des terrains métamorphiques du secteur de la Vieille-Garde. Seuls y affleurent, avec un pendage général qui s'oriente encore vers le Nord-Ouest ou le Nord, les schistes des séries métamorphiques les plus inférieures de la région de Toulon. À savoir : les schistes verts des Lèques, à pouddingue intraformationnel; les phtanites; les phyllades inférieurs, les quartzites et les phyllades supérieurs de Six-Fours; les arkoses des Playes. Sur les terrains du sommet de cette série repose en discordance le Houiller des Playes.

Dans ce dispositif, où l'on voit le terme le plus inférieur (schistes verts des Lèques) de la série septentrionale reposer, avec le même pendage NW, sur le terme le plus supérieur, (schistes de la Grande Calanque et de Peyras) de la série méridionale, on doit, en première analyse, admettre que les formations des Lèques et de Six-Fours, poussées vers le Sud-Est chevauchent celles de la Vieille-Garde et de Fabrégas. La surface de chevauchement qui sépare ces deux compartiments tectoniques est un plan plus ou moins déformé qui laisse sur la topographie une trace sinueuse que je désigne sous le nom de *faille de Peyras* (F 1). Cet accident qui, de la pointe de l'Éperon au Bau Rouge, sépare deux séries de terrains métamorphiques, se prolonge vers le Nord, dans le mamelon du Plan d'Aub où il cache la *faille de Fabrégas* (F 3) qui met en contact anormal, sous le Bau Rouge, les phyllades de Peyras avec le Permien et le Trias de Fabrégas.

Contournant alors la dépression du Pas du Loup par l'Ouest, la faille de Peyras se retrouve au Nord, séparant les schistes verts, puis les phtanites et enfin les phyllades inférieurs de Six-Fours, du Permien et du Grès bigarré de Coste Chaude. Plus loin vers l'Est, elle se termine sur un autre contact anormal — la *faille de Balaguier* (F 4) — situé à la limite des phyllades supérieurs de Six-Fours, des collines de La Seyne et du Muschelkalk de Tamaris.

La surface de chevauchement, que nous venons de suivre entre la pointe de l'Éperon et Balaguier, a subi des déformations dans le secteur de Peyras et dans celui du Pas du Loup. L'avancée plus grande des schistes verts dans le secteur de Peyras correspond à l'ensellement que dessinent les phyllades de la Grande Calanque, entre le Bau Rouge et la Vieille-Garde, grâce à un ennoyage synclinal de ces dernières formations; le recul vers l'Ouest des phyllades des Moulières, dans le secteur du Pas du Loup, résulte d'un plissement anticlinal du Permo-Trias de cette région.

EN RÉSUMÉ, cet examen d'ensemble montre l'existence, dans le matériel hercynien de la région située à l'ouest de Toulon, de deux grandes unités tectoniques (planche 1), l'une anticlinale,



FIG. 15. — Carte géologique du cap Sicié et de la région de Six-Fours

1. Basalte du cap Nègre. — 2. Muschelkalk. — 3. Grès bigarré. — 4. Permien. — 5. Carbonifère. — 6. Série de Fabrégas. — 7. Phyllades noirs. — 8. Arkoses. — 9. Phyllades supérieurs de Six-Fours. — 10. Quartzites de Six-Fours. — 11. Phyllades inférieurs de Six-Fours. — 12. Phénites. — 13. Schistes verts des Lèques. — 14. Poudingue intraformationnel.

l'autre synclinale, qui se chevauchent du Nord-Ouest vers le Sud-Est. La masse en recouvrement, anticlinale, est séparée de la masse chevauchée, synclinale, par un contact anormal qui affecte à la fois les terrains métamorphiques et la couverture sédimentaire. Les déformations résultant du plissement des terrains chevauchés donnent à la surface de chevauchement une forme ondulée qui se traduit en surface par une ligne de contact anormal très sinueuse.

B. SECTEUR DE LA VIEILLE-GARDE ET DE FABRÉGAS (Pl. 1 et 2)

Ce secteur, limité au Nord-Ouest par la faille de Peyras, au Sud et à l'Est, par le rivage de la presqu'île de Sicié, est entièrement constitué par les arkoses et les schistes noirs de la Vieille-Garde, les quartzophyllades et phyllades des séries de la Grande Calanque et de Peyras. En quelques points du littoral, on voit affleurer sous les arkoses, des phyllades gris verdâtre ou gris noir que nous avons assimilés aux phyllades supérieurs de la série de Six-Fours.

Toutes les caractéristiques structurales de ce secteur apparaissent dans la disposition de ces terrains, observés tout le long de la côte escarpée, entre la pointe de la Vieille-Garde et le promontoire de l'Éperon (planche 1).

Les arkoses forment, à la base des falaises sud de Sicié, un affleurement relativement tranquille dont la continuité est seulement détruite au Coudouré par une faille inverse d'une trentaine de mètres de rejet. Après avoir subi un plissement aigu au sud du sommet 272, cette formation s'interrompt brusquement contre la faille de l'Éperon (prolongement vers l'Ouest de la faille de Peyras), dans une zone tourmentée, marquée par un rebroussement sous les schistes verts des Lèques.

Les schistes noirs de la Vieille-Garde, très plastiques et fortement plissotés, présentent une grande irrégularité de puissance, avec zones d'étirement vers l'Ouest, et zones d'accumulation de matériaux vers l'Est. Le quartz injecté (en amandes ou en filonnets) occupe une grande partie de la formation; sa fréquence augmente dans les zones d'accumulation des matériaux les plus plastiques (falaise de la Vieille-Garde), et l'invasion par la silice atteint son maximum d'intensité dans les schistes extrêmement froissés, que remanient profondément des actions purement mécaniques. Après avoir disparu sur une distance de 1,5 kilomètre, à l'ouest de Coudouré, ces schistes noirs réapparaissent dans le synclinal aigu déterminé par le rebroussement des arkoses, sous les schistes verts de l'Éperon.

Les quartzophyllades et les phyllades en dalles, reposant parfois directement sur les arkoses, se divisent en lanières écailleuses régulièrement empilées vers le Nord-Ouest. Les surfaces de contact anormal séparant les écailles peuvent être facilement repérées sur le terrain, grâce aux accidents qui les soulignent : 1° laminage en biseau des schistes noirs; 2° phénomènes d'induration par migration de substances siliceuses; 3° remontées écailleuses de quartzophyllades en formations parfois anticlinales; 4° lambeaux de poussée d'arkoses et de schistes noirs. Ces accidents, à l'exception de celui du Coudouré, n'affectent que les quartzophyllades et phyllades des séries de la Grande Calanque et de Peyras; leur prolongement vers le bas se perd dans les schistes noirs; ceux-ci, fortement laminés sous les « talons » des blocs écailleux, se regroupent en masses tourmentées et puissantes au front des écailles les plus éloignées du compartiment chevauchant des Lèques et de Janas (planches 1, coupes *a*, *b* et *c*).

Ce dispositif tectonique, observé sur la côte sud du cap Sicié, entre la pointe de la Vieille-Garde et le promontoire de l'Éperon, ne se présente pas avec autant de netteté sur la côte est, conduisant au Bau Rouge. Les arkoses, injectées de roches éruptives, restent localisées dans la pointe de la Vieille-Garde; les schistes noirs forment l'imposante falaise qui se dresse au-dessus de la pointe sous le signal de Sicié. Plus au Nord, nous retrouvons les écailles qui affectent les formations de la Vieille Calanque et de Peyras. Les lanières écailleuses, accusant d'abord une inclinaison NNW de 60 à 70°, se couchent toujours davantage au Nord, sous l'avancée des schistes verts des Lèques, pour donner finalement, à l'est de la batterie de Peyras, de minces lames horizontales, séparées par des brèches de friction (planche 1, coupe *d*).

Plus au Nord, sous la batterie du Bau Rouge (planche 1, coupe *e*), on voit les phyllades de la Grande Calanque et de Peyras, repliés en un anticlinal étroit et faillé, chevaucher les formations permienues et triasiques de Fabrégas.

À partir d'un point situé à l'ouest de la batterie du Bau Rouge, la faille de Peyras se confond

avec celle de Fabrègas. Disparaissant sous la masse des schistes verts du lambeau de Janas — compartiment avancé de l'unité tectonique septentrionale des Lèques et de Six-Fours — les schistes noirs de la Vieille-Garde et les phyllades de la série de Fabrègas se plissent dans un synclinal couché très aigu (planche 1, coupes *f* à *m*). Partout où le contact des schistes verts avec les terrains permotriasiques est bien visible (colline du Plan d'Aub, promontoire à l'ouest des Moulières, Coste Chaude), on ne trouve aux affleurements aucune trace des schistes noirs et phyllades du synclinal. Mais la présence de ces formations sous les schistes du lambeau de Janas a été mise en évidence par les travaux de percement du souterrain de Sicié et par le creusement de puits dans les quartiers du Collet-de-Roux, de la Gabrielle et de Barrelle.

Une analyse de la coupe du souterrain donnée par J.-P. Destombes (1951), et l'étude des roches recueillies dans les puits creusés en différents points du secteur de Janas, montrent un relèvement d'axe du synclinal chevauché. En se dirigeant vers le Nord, à partir du puits de Janas, on observe la disparition progressive des termes supérieurs de la série des phyllades de la Vieille-Garde et de Fabrègas, de telle sorte qu'à hauteur de la Gabrielle et du Collet-de-Roux seuls subsistent, dans le pli synclinal couché, les schistes noirs. Ceux-ci, froissés et faillés, subissent un intense remaniement mécanique qui favorise localement l'invasion des schistes par la silice (quartz injecté, en amandes ou en filonnets).

Coincé sous le lambeau de Janas, qui se termine dans les collines de Coste Chaude, contre la faille du Balaguier, le synclinal de la Vieille-Garde et de Fabrègas se manifeste encore, au sud de Gavet (planche 1, coupe *j*), par la présence, dans le souterrain de Sicié, de « phyllades noirs, lustrés, écrasés, avec quartz injecté très abondant (15 à 20 %, en volume) » au contact des terrains permotriasiques de la dépression du Pas du Loup.

C. SECTEUR DES LÈQUES - SIX-FOURS - LA SEYNE - LES PLAYES (Pl. 1 et 2)

Ce vaste secteur groupe tout un ensemble de collines profondément érodées, apparaissant comme des moignons rocheux au-dessus de larges dépressions envahies par de puissantes formations éluviales et alluviales. La différence de dureté qui existe entre certains terrains — comme, par exemple, entre les phyllades inférieurs et supérieurs de Six-Fours et les quartzites de la même série, ou entre les schistes verts des Lèques et les horizons de cette série indurés par les injections de quartz — fait ressortir un contraste topographique dont j'ai essayé de tirer le meilleur parti pour orienter mes investigations dans ce domaine.

Un levé géologique détaillé montre que l'ensemble du secteur est constitué essentiellement par les terrains des séries inférieures du Paléozoïque métamorphique de la région de Toulon.

La disposition générale de ces terrains par rapport à celle observée dans les secteurs voisins, m'a fait admettre que les formations des Lèques et de Six-Fours, poussées vers le Sud-Est, chevauchent celles de la Vieille-Garde. Nous avons remarqué, en outre, que la surface de chevauchement de Peyras sur laquelle cheminent, vers le Sud-Est, les schistes verts du lambeau de Janas, venait rencontrer, au nord de la dépression des Moulières, un autre accident — *la faille de Balaguier* — orienté Est-Ouest et situé à la limite sud d'une nouvelle unité tectonique de Paléozoïque.

La discontinuité qui existe entre l'accident de Peyras-les Moulières et celui de Balaguier, ainsi que le prolongement de ce dernier dans les terrains paléozoïques, permettent déjà de distinguer deux unités bien différentes : le *lambeau de Janas*, au Sud, et le *massif anticlinal de La Seyne*, au Nord. D'autres accidents orientés Est-Ouest ou NE-SW séparent, plus au Nord, d'autres compartiments qui se différencient par leur constitution lithologique, leur structure et leur comportement tectonique. Ce sont : les failles de Barelle (F 2) et de la Colle d'Artaud (F 5) qui enferment le *massif anticlinal des Lèques*; la faille des Playes (F 6) qui met en contact les phyllades du *massif des Playes* avec les phyllades, quartzophyllades et quartzites de l'*anticlinorium de Six-Fours*.

1. Le lambeau de Janas (« A »).

La faille de l'Éperon (F), fortement inclinée (65 à 70° NW), se bifurque au nord-est du sommet 272 pour donner les accidents de Peyras et de Barelle, entre lesquels gisent les schistes verts des Lèques ainsi que les phtanites et les phyllades inférieurs de Six-Fours.

Du point de bifurcation de ces deux accidents au chemin qui conduit du Collet-de-Roux à Notre-Dame-de-Mai, seuls affleurent, entre les deux failles, les schistes verts; ces terrains ont un pendage uniforme de 45 à 50° vers le Nord-Ouest et leur contact avec les phyllades noirs de Peyras, visible sur le chemin de Notre-Dame (fig. 16), se fait par l'intermédiaire d'une écaille injectée de filonnets de quartz et de roches éruptives.

Au nord du point 225,6, les phtanites, recouverts par les schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours, font leur apparition dans un synclinal étroit pincé entre les schistes verts du lambeau de Janas et la surface de chevauchement de Barelle (planche 1, coupe c). Les schistes verts qui étaient demeurés jusqu'ici régulièrement inclinés vers le Nord-Ouest, se plissent secondairement, en s'étendant à l'Est jusqu'à la batterie de Peyras, sur une surface de chevauchement qui tend à devenir horizontale. La masse des schistes verts en recouvrement imprime ses déformations aux terrains du synclinal couché de la Vieille-Garde (planche 1, coupe e). Ceux-ci, remaniés mécaniquement, se regroupent en quelques points où ils peuvent réapparaître à la surface sous une forme éjective après avoir percé le lambeau de schistes verts (ce phénomène s'observe au nord de Peyras).

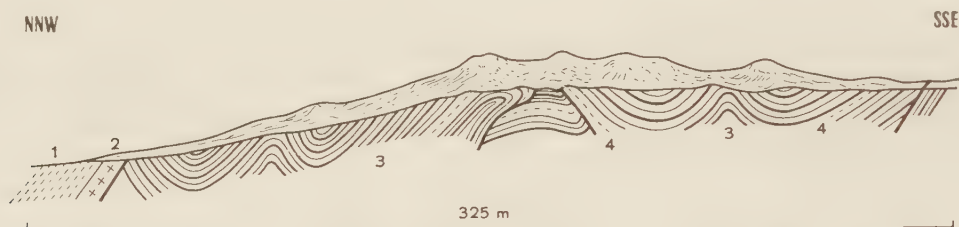


FIG. 16. — Coupe à travers le secteur de la Vieille-Garde, au nord de Notre-Dame de Mai

1. Schistes verts des Lèques. — 2. Dolerite. — 3. Schistes en dalles de la Grande Calanque et phyllades de Peyras.

Le plissement secondaire des schistes verts, qui s'interprète comme un froissement de couches de terrains non enracinés sous l'action de poussées horizontales, affecte, au nord des Champ-de-Mai, les phtanites et les schistes sériciteux (planche 1, coupes g et h). On peut alors se rendre compte, grâce à l'horizon des phtanites qui souligne les plis, de l'extrême froissement du lambeau de Janas, à l'approche de l'accident de Barelle. Une série de coupes relevées à l'ouest des Moulières représente tous les détails de ce dispositif, avant qu'il ne disparaisse, au Nord, sous les alluvions de la dépression des Moulières.

Les schistes verts, phtanites et schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours réapparaissent au nord de la dépression des Moulières, dans les collines de Mauvéou et de Coste Chaude, où ils reposent sur les schistes noirs du synclinal de la Vieille-Garde, par l'intermédiaire de la surface de chevauchement de Peyras. Mais, ici, comme dans la colline du Plan d'Aub, le lambeau de Janas, poussé sur le Permo-Trias du Pas du Loup, bien au-delà de la limite des schistes noirs, fait disparaître la faille de Fabrégas.

EN RÉSUMÉ, le lambeau de Janas, privé de racine, doit être considéré comme *une grande écaille* formée par les schistes verts des Lèques, les phtanites et les schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours. Cette unité détermine, par la place qu'elle occupe, la zone d'ennoyage de la surface de charriage de Peyras. Ses formations reposent, par l'intermédiaire de cette surface de contact anormal, soit sur les terrains métamorphiques de la Vieille-Garde et de Fabrégas, soit sur le Permien ou le Trias du Pas du Loup. La nature et la position des terrains aux affleurements et les matériaux extraits récemment du souterrain de Sicié, montrent que le recouvrement se fait horizontalement vers le Sud-Est, avec une flèche de 2 kilomètres environ.

2. Le massif anticlinal des Lèques (« B »).

La faille de l'Éperon, prolongée par celle de Barelle, délimite, à l'Est, le compartiment tectonique des Lèques, formé essentiellement de schistes verts, de phtanites et de phyllades inférieurs de Six-Fours.

a. Vue d'ensemble.

Une vue d'ensemble de cette unité fait ressortir des pendages orientés vers le NW, et une superposition normale, dans cette direction, de tous les terrains ici représentés. La surface de contact anormal sur laquelle reposent ces formations présente une même inclinaison SE-NW.

La masse de phyllades chevauche les terrains de la Vieille-Garde et ceux du lambeau de Janas, avec lesquels elle entre en contact par faille inverse. Elle affecte la forme d'un pli faillé, couché vers le Sud-Est.

b. Etude d'une coupe, au sud du massif.

L'allure générale de ce pli, soulignée par de bons repères stratigraphiques tels que les phtanites, schistes verts et poudingues intraformationnels, apparaît dans une coupe détaillée, relevée sur le chemin conduisant du quartier de la Roche Blanche à la pointe de l'Éperon.

Sur cet itinéraire, les phyllades commencent à affleurer près de Clinchamp (fig. 17), à 300 mètres environ de la Roche Blanche. Émergeant des alluvions et des limons de pentes, on observe d'abord des schistes sériciteux, puis des quartzites à pendage NW. Sous ces derniers terrains apparaît un coin anticlinal écaillé, formé de phyllades gris, jaunes et roux, à intercalations de phtanites, extrêmement plissotés qui reposent, par l'intermédiaire d'une faille inclinée au Nord-Ouest, sur des quartzophyllades en petits bancs. Aux quartzophyllades succèdent des phyllades noirs et roux finement lités, puis, de nouveau, des quartzites fortement redressés. Plus loin, réapparaissent avec une inclinaison normale vers le Nord-Ouest, les quartzites, les quartzophyllades et les phyllades gris et noirs en petits lits, renfermant une intercalation de phtanites associés à des schistes verts. Puis viennent, sur une vingtaine de mètres, les phtanites qui reposent sur les schistes verts.

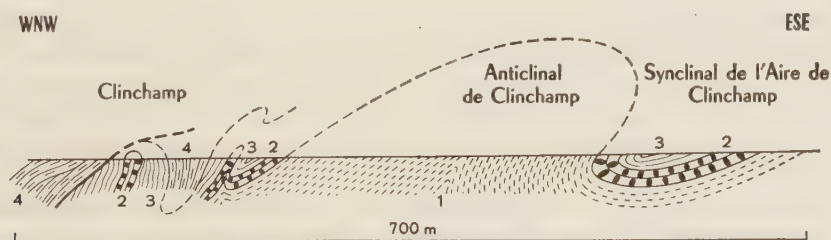


FIG. 17. — Coupe à travers la zone plissée de Clinchamp, à l'est du Brus

1. Schistes verts des Lèques. — 2. Phtanites. — 3. Schistes sériciteux gris et noirs. — 4. Quartzites et quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours.

Dans cette coupe, nous trouvons tous les termes d'une série complète de terrains métamorphiques allant des schistes verts des Lèques aux schistes sériciteux de Six-Fours : schistes verts, phyllades gris noir à phtanites, quartzophyllades, quartzites et schistes sériciteux. La coupe est celle du flanc normal d'un pli. La superposition normale des terrains est troublée par un repli anticlinal de phyllades gris noir et roux à phtanites.

Continuant vers l'Est, on remarque que les schistes verts, d'abord inclinés vers le Nord-Ouest, se redressent, puis se renversent sur les phtanites accompagnés des phyllades gris et noirs.

Au sud de l'Aire de Clinchamp, un mouvement synclinal fait réapparaître les phtanites inclinés au Nord-

Ouest. Cette formation repose sur les schistes verts des Lèques, dans lesquels on peut apercevoir de tout petits bancs (15 à 20 centimètres) de phthanites.

En direction du hameau des Lèques, le chemin serpente d'abord sur la ligne de contact qui sépare les schistes verts et les phthanites. Puis, quittant cette zone, il pénètre profondément dans le domaine occupé par les schistes verts.

Ainsi, sur l'itinéraire que nous venons de parcourir, nous avons identifié une série d'accidents tectoniques caractéristiques d'une zone qui s'est plissée sous l'action d'une poussée orientée NW-SE. Les terrains relevés ci-dessus dessinent, en effet, un anticlinal (anticlinal de Clinchamp) et un synclinal (synclinal de l'Aire de Clinchamp), tous deux déversés vers le Sud-Est; les écaillés observées sur le flanc normal de l'anticlinal traduisent un déplacement dans la même direction, des masses décrochées.

Au-delà des Lèques, nous restons dans la formation des schistes verts jusqu'à la pointe de l'Éperon. Mais, sur ce trajet, la structure de l'ensemble se précise grâce à des faits nouveaux touchant la tectonique et la stratigraphie.

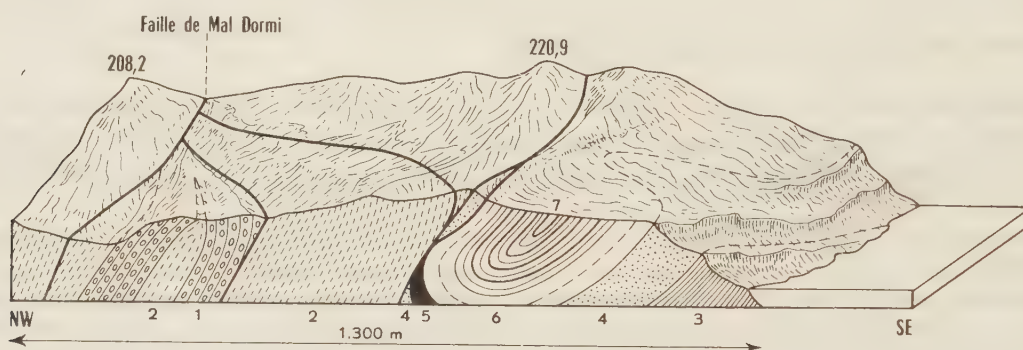


FIG. 18. — Le pli des Lèques et le synclinal de la Vieille-Garde

1. Poudingue intraformationnel. — 2. Schistes verts des Lèques. — 3. Phyllades de la pointe Sicié. — 4. Arkoses de la Vieille-Garde. — 5. Phyllades noirs de la Vieille-Garde. — 6 et 7. Quartzophyllades et schistes en dalles de la Grande Calanque.

Les schistes présentent, d'abord, une structure peu tourmentée. Passé la croupe qui limite, au Nord, la crique de la Fosse (fig. 18), les schistes, dans lesquels s'intercalent des bancs de quartzites de 1 à 10 mètres de puissance, se plissent et se chargent de quartz injecté et de roches éruptives. Avant d'arriver dans l'axe du thalweg de la Fosse, une faille inclinée SE-NW interrompt cette coupe. L'accident met alors en contact les schistes et quartzites du compartiment des Lèques avec les schistes à sills de dolérite du ravin de la Fosse. Une brèche à éléments fins souligne l'accident.

Au-delà du ravin, nous entrons, sans discontinuité dans la formation des poudingues intraformationnels, lesquels conservent une inclinaison NW jusqu'à leur contact faillé avec les schistes du promontoire de l'Éperon. Ces derniers, enveloppant vers l'Est l'affleurement de poudingues, viennent, avec un pendage orienté à l'Ouest, buter contre les schistes à inclinaison NW de la crête 220,9. Un nouvel accident, parallèle à celui qui limite au Sud-Est l'affleurement de poudingues, existe donc ici entre les schistes de l'Éperon et ceux du relief 220,9.

Cette coupe ne faisant apparaître que des schistes en général inclinés vers le Nord-Ouest, ne rend pas parfaitement compte de la position tectonique des poudingues intraformationnels. Ceux-ci sont-ils interstratifiés dans les schistes ou bien occupent-ils l'axe d'un pli anticlinal faillé et déversé vers le Sud-Est? La réponse à cette question est donnée par la forme et la constitution de l'affleurement de poudingues.

Cet affleurement a d'abord une forme lenticulaire caractéristique (fig. 15). Largement étalé à hauteur de la courbe de niveau + 100, on le voit se terminer en pointe à ses deux extrémités sud-ouest et nord-est. Dans le grand axe de l'affleurement figure, en outre, une lame de schistes injectés de quartz et de roches éruptives, que les poudingues enveloppent sans discontinuité apparente aux deux extrémités.

Possédant ainsi un flanc normal et un flanc renversé, l'unité tectonique figurée sur la carte par l'affleurement de poudingues intraformationnels, prend une forme anticlinale caractéristique. Le pli déversé au Sud-Est, dont les poudingues occupent le noyau (fig. 18), se complète d'ailleurs localement par les schistes en position normale que l'on trouve au sud de la faille du Mal-Dormi (flanc nord-ouest) et les schistes renversés du compartiment de l'Éperon (flanc sud-est) flanquant, à l'Ouest, les formations normales de la crête 220,9. L'ennoyage, au Nord-Est, de ce noyau anticlinal se fait dans la zone broyée de la faille du Mal-Dormi, sous le sommet 208,2.

La coupe que nous venons de décrire entre la Roche Blanche et la pointe de l'Éperon fait apparaître dans le massif des Lèques un pli faillé déversé au Sud-Est, et flanqué au Nord-Ouest par une zone ondulée où affleurent les phtanites et les formations inférieures de la série de Six-Fours (planche 1, coupes *a* à *d*).

c. Description de la partie septentrionale du massif des Lèques.

Jusqu'à Talian et Barelle, vers le Nord, la structure du massif des Lèques ne présente pas de grandes variations.

1° PLI DES LÈQUES. — Après son ennoyage sous le sommet 208,2, le noyau de poudingues intraformationnels n'apparaît plus dans l'axe du pli anticlinal faillé. Les schistes verts, parcourus par des failles parallèles à l'accident de Barelle, s'élèvent progressivement vers l'Est et le Sud-Est, dans une série de plis faillés imbriqués se chevauchant vers le Sud-Est. Dans cette structure, le lambeau de Janas, déjà étudié, représente la masse écaillée la plus orientale du système imbriqué.

2° PLISSEMENTS DE CLINCHAMP. — Le pli anticlinal de Clinchamp, toujours déversé vers le Sud-Est, se prolonge jusqu'à Jaumar, où il est affecté d'un faible décrochement. À partir de ce lieu, il disparaît sous les dépôts quaternaires de la dépression du Rayolet. Mais un sondage exécuté au nord de Jaumar révèle la présence des schistes à phtanites au confluent des ruisseaux du Rayolet et de Barelle.

La synclinal de l'Aire de Clinchamp, recouvert par les alluvions et limons de la dépression du Rayolet, n'est plus visible à quelque cent mètres au nord de Clinchamp, en direction de Talian.

Au nord de Talian, les terrains métamorphiques affleurent de nouveau dans le promontoire de Jouglas, unité géographique qui se relie au massif de schistes verts des Lèques par les collines de Barelle et du Collet-de-Roux.

Les phyllades de la série inférieure de Six-Fours constituent la plus grande partie de ce promontoire; leur pendage est en général dirigé au Nord et ils reposent, au Sud, sur les schistes verts avec interposition de phtanites. Ces dernières formations, visibles à Jouglas, donnent au sud d'Antelme un affleurement qui, après avoir disparu à la cote 90 (fig. 15), sous les quartzophyllades de la colline occidentale du Collet-de-Roux, réapparaît plus à l'Est, au voisinage de la faille de Barelle, avec une orientation NW-SE.

Le pli des Lèques s'infléchissant ainsi vers le Nord-Est, s'ennoie ici, au contact de l'accident de Barelle, sous les quartzophyllades et phyllades de la série inférieure de Six-Fours.

Mais cet ennoyage se fait avec quelques complications de détails révélant un écaillage du flanc nord du pli. On voit, en effet, dans ce secteur, une masse de quartzophyllades, détachée de la partie supérieure de la série de Six-Fours, chevaucher progressivement vers le Sud les schistes sériciteux, puis les phtanites et enfin les schistes verts (fig. 19). La mise en place de cette écaille ne doit pas être indépendante de la formation du pli faillé à noyau de phtanites, observé au nord du Collet-de-Roux.

Plus au Nord, le compartiment tectonique des Lèques se termine en pointe entre deux failles, la faille de Brémond et celle de la Colle d'Artaud. Le premier accident est celui contre lequel s'inter-

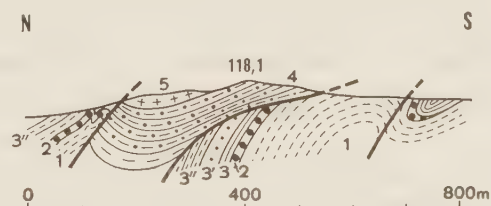


FIG. 19. — Synclinal décollé du Collet-de-Roux

1. Schistes verts des Lèques. — 2. Phtanites. — 3, 3' et 3''. Schistes noirs, quartzites et séricitischistes de la série inférieure de Six-Fours. — 4. Quartzophyllades de Six-Fours. — 5. Quartzites de Six-Fours.

rompt, à l'Ouest, le pli anticlinal de La Seyne; le second souligne la limite sud de l'anticlinal de Six-Fours.

d. Description de la partie occidentale du massif des Lèques.

À l'ouest du secteur que nous venons de décrire, c'est-à-dire dans la région du Brusç et des îles des Embiez, affleurent des terrains qui sont en continuité stratigraphique avec ceux de la série de la Roche Blanche et de Clinchamp.

Signalons d'abord que les phyllites de la région des Lèques ne donnent plus, au sud du Brusç, qu'un seul affleurement, celui de l'anse de Mouret.

La série inférieure de Six-Fours, représentée à la Roche Blanche et à Clinchamp par ses termes inférieurs (quartzophyllades et quartzites), se complète, au Nord-Ouest, par ses termes moyens et supérieurs (schistes sériciteux et quartzophyllades).

Nous retrouvons ces terrains jusque dans les îles des Embiez. Mais repliés souvent en synclinaux très aigus, ils peuvent localement recéler, dans les plis, les quartzites de la partie moyenne de la série de Six-Fours.

Bien que les matériaux détritiques de pentes qui envahissent la dépression des Faïsses gênent les observations, on peut préciser, grâce aux coupes relevées dans le secteur de la Gineste, que l'affleurement de quartzites de la Roche Blanche occupe le fond d'un synclinal étroit.

Beaucoup plus nette est la position tectonique des quartzites de l'île de la Tour Fondue, aux Embiez. Ceux-ci, enfermés dans un synclinal très resserré qui se creuse au sein des phyllades et quartzophyllades (figure 20), donnent un affleurement sinueux et de largeur uniforme d'apparence « filonienne ». Cette structure du Paléozoïque des Embiez se rapproche de celle qui sera décrite à Six-Fours. On est ainsi conduit à rechercher le prolongement de la faille de la Colle d'Artaud (F5) entre les îles et le territoire du Brusç. Mais rien, au sud de cette localité, où pourtant affleurent d'une façon continue les phyllades, ne révèle la présence de cet accident. Ce qui démontre que les unités tectoniques des Lèques et de Six-Fours se confondent ici dans un même ensemble.

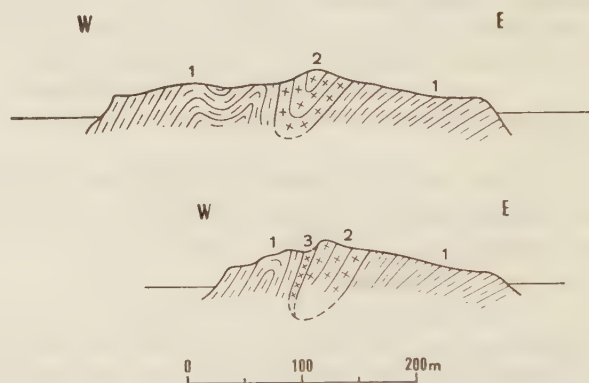


FIG. 20. — Îles des Embiez :
coupes à travers la pointe de Gargousset

1. Phyllades et quartzophyllades inférieurs de Six-Fours. —
2. Quartzites de Six-Fours. — 3. Mylonite.

RÉSUMÉ. — Considéré dans son ensemble, le massif des Lèques se décrit comme une aire anticlinale qui s'ennoie au Nord-Ouest et au Nord, sous les schistes de la série inférieure de Six-Fours, en se plissant secondairement. Présentant un flanc sud-est faillé, il chevauche, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal plus ou moins inclinée au Nord-Ouest, les unités tectoniques de la Vieille-Garde et de Janas. La charnière du pli, constituée par des schistes verts, se divise en de nombreuses lames écailleuses s'agençant dans un système imbriqué. Dans ce système, le noyau du pli apparaît, au Sud, comme éjecté au sein des schistes verts.

La masse de phyllades constituant le massif des Lèques prend la forme d'une vaste écaille qui chevauche l'aire synclinale de la Vieille-Garde en poussant devant elle le lambeau de Janas.

3. Le massif anticlinal de La Seyne (« C »).

La faille de Barelle se prolonge vers le Nord, dans le quartier de Brémond, en direction de La Seyne. Son trajet, difficile à suivre sous les formations quaternaires comblant les dépressions que l'on trouve sur son parcours, apparaît dans le contraste qui oppose, de part et d'autre du vallon de la Donicarde, le compartiment ouest de Pourquier (dépendance nord du massif des Lèques) et le compartiment est de Domergue (rattaché à l'unité décrite sous le nom de « massif anticlinal de La Seyne »).

Le vallon de la Donicarde, en effet, sépare une zone ouest entièrement constituée par des schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours et une zone est dans laquelle émerge une barre de quartzites (quartzites de Six-Fours), inclinée au Nord, qui s'intercale entre les deux séries de phyllades et quartzophyllades de la base et du sommet des formations de Six-Fours. La superposition de ces terrains est ici normale (planche 1, coupe *m*).

Les quartzites de Six-Fours constituant un repère stratigraphique valable pour l'ensemble de la région à l'ouest de Toulon, je suis conduit à admettre, pour expliquer ce contraste, l'existence d'un accident important dans le vallon de la Donicarde, à l'ouest de Domergue. Le passage de cette faille correspondrait, en profondeur, à la zone broyée signalée par J.-P. Destombes au P.K. 4,700 du souterrain de La Seyne (1951).

La série normale des terrains métamorphiques de Domergue se retrouve à l'Est, nettement jalonnée par la barre des quartzites de Six-Fours. Elle peut être observée au sud des Quatre Moulins (coupe *n*), toujours avec le même pendage nord et la même constitution. La barre de quartzites est toutefois divisée en deux niveaux par une intercalation de quartzophyllades. Elle réapparaît dans le quartier de Mouissèque, puis dans les collines du Rouve, au sud-est de La Seyne (coupes *o*, *p*, *q*). La barre de quartzites, toujours intercalée normalement entre les deux formations de la base et du sommet de la série de Six-Fours, s'infléchit alors nettement vers le Sud-Est, franchit la colline 65,9, à l'ouest de Balaguiet, puis se développe jusqu'au Manteau. Là, sans que sa continuité soit rompue, la barre subit un brusque rebroussement en se renversant et s'étirant localement. Les quartzites ainsi renversés vers le Sud, sur les phyllades de la série supérieure de Six-Fours, donnent une bande-repère méridionale (bande du Fort Napoléon et de Fabre) parallèle à la première (bande de Domergue et du Rouve). Les quartzites de l'affleurement méridional, toujours en position renversée, passent sous le Fort Napoléon, puis sous le couvent de l'Évescat, où ils recoupent la route de La Seyne à Saint-Mandrier. Se redressant ensuite à la verticale (coupe *n*), nous les voyons donnant une crête dans les collines de Fabre. Mais au sud de Toutany, la barre, prise en écharpe par la faille de Balaguiet, disparaît au contact des phyllades supérieurs de Six-Fours du compartiment de La Seyne et des schistes sériciteux du lambeau de Coste Chaude.

L'édifice tectonique défini par cette disposition générale des terrains métamorphiques est *un anticlinal déversé au Sud, qui s'ennoie, à l'Est, dans la région de Balaguiet*.

La présence, au nord de la butte des Quatre Moulins et dans le promontoire de l'Éguillette, des quartzophyllades et des phyllades de la série inférieure de Six-Fours, nous permet de supposer que le flanc nord de cet anticlinal heurte par faille les formations plus anciennes de l'unité tectonique septentrionale décrite sous le nom d'*anticlinorium de Six-Fours*. L'accident, visible à la Colle d'Artaud, sera examiné plus loin.

Les phyllades du flanc sud heurtent, par l'intermédiaire d'une faille inclinée au Nord, le Muschelkalk, puis le Grès bigarré et enfin les schistes sériciteux du lambeau de Coste Chaude. Cet anticlinal chevauche ainsi nettement, dans sa partie la plus large, les formations permo-triasiques de Tamaris et du Pas du Loup.

À l'ouest de Toutany, on note la disparition complète des quartzites et des phyllades supérieurs du flanc sud renversé.

Plus à l'Ouest, exactement au croisement des quatre chemins de Gavet, affleurent, au contact des phyllades et quartzophyllades de la partie axiale de l'anticlinal et des schistes sériciteux du lambeau de Coste Chaude, les schistes verts et phyllades gris noir à phtanites de la série des Lèques. Nous touchons là le noyau du pli anticlinal. Celui-ci, très tourmenté dans le détail (fig. 21), comprend deux plis très serrés dans lesquels s'insinuent les schistes verts, les phyllades gris noir

et les phtanites. Au Nord, la série inférieure de Six-Fours se développe normalement jusqu'aux quartzites des Quatre Moulins. Le tout chevauche, au Sud, les schistes sériciteux du lambeau de Coste Chaude.

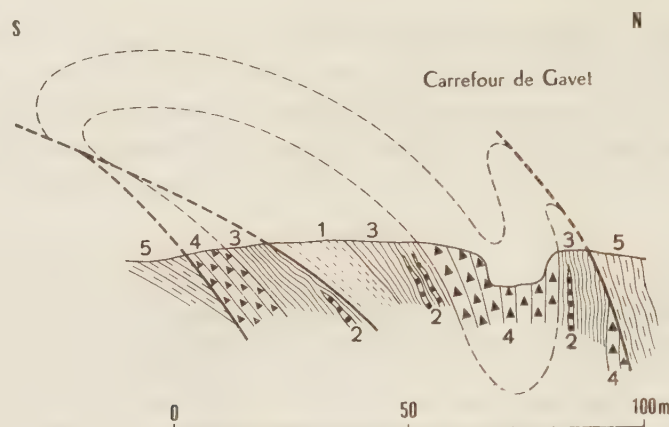


FIG. 21. — Noyau anticlinal du pli de Gavet, au sud de La Seyne.

1. Schistes verts des Lèques. — 2. Phtanites. — 3. Schistes sériciteux gris et noirs. — 4. Schistes à albite et actinote. — 5. Phyllades de la série inférieure de Six-Fours.

La mise en place de ce noyau sur le bord même de l'anticlinal, est le résultat d'une *éjection*, à travers les terrains de la partie axiale du pli, des formations plastiques à phtanites que nous trouvons partout au contact des terrains de la série des Lèques et de celle de Six-Fours. C'est à ce phénomène tectonique particulièrement violent qu'il faut attribuer la disparition, à l'ouest de Toutany, de la totalité du flanc sud renversé du pli anticlinal de La Seyne.

Les roches vertes, que l'on trouve toujours associées aux phtanites dans cette région, nous permettent de repérer, vers l'Est, la charnière du pli. Celle-ci, prenant une position nettement médiane dans les faubourgs de La Seyne, se trouve de nouveau déjetée vers le Sud, sous le Fort Napoléon. Dans ce dernier secteur, les phyllades et quartzophyllades de la partie axiale du pli dessinent un ensellement médian dans lequel sont conservés quelques lambeaux de quartzites (planche 1, coupes *p* et *q*).

RÉSUMÉ. — *Le massif anticlinal de La Seyne* (« C »), formé essentiellement de phyllades, quartzophyllades et quartzites de la série de Six-Fours, est un pli aigu, déjeté au Sud sur les phyllades du lambeau de poussée de Coste Chaude (prolongement nord du lambeau de Janas) et sur le Permo-Trias de Tamaris et du Pas du Loup. Dans sa charnière, les phtanites de Gavet, accompagnés de schistes verts de la série des Lèques, percent la voûte anticlinale en se débitant en écailles. Plus à l'Est, le pli devient plus tranquille; sa forme générale est alors définie par l'ennoyage périclinal des quartzites, à l'est du Fort Napoléon.

4. L'anticlinorium de Six-Fours (« D »).

a. La faille de la Colle d'Artaud.

Venant de Brémont, franchissons par le Sud, la colline de Donicarde en suivant le chemin de crête. Nous trouvons tout naturel, puisque les terrains se succèdent comme dans la coupe-type des terrains métamorphiques décrits dans cette région, de passer des schistes sériciteux aux quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours. Mais ce passage, loin de s'effectuer graduellement, s'opère assez brusquement dans une zone tourmentée marquée par un accident, visible en surface, au nord du point coté 84,9 (fig. 22). En ce point du chemin, sur 30 mètres environ, l'accident se développe dans ses moindres détails. Cheminant du Nord vers le Sud, un banc de quartzophyllades, qui se débite en écailles, pousse une masse de phyllades extrêmement froissée. La surface de contact

anormal sur laquelle se déplacent les quartzophyllades et les lambeaux de poussée de phyllades, passe rapidement, vers le Nord, de l'horizontalité parfaite à un pendage très accentué de 60 à 70° NW. Nous voyons là l'indice d'un enracinement tout proche du massif paléozoïque auquel appartiennent les quartzophyllades charriés.

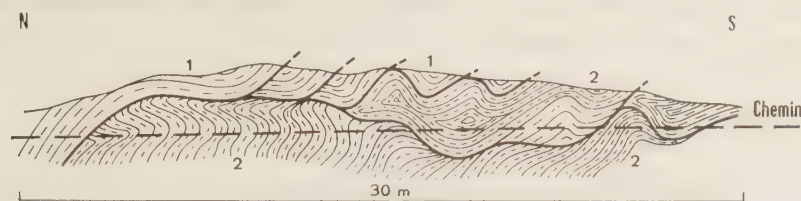


FIG. 22. — Accident de la Colle d'Artaud, au nord-est de Six-Fours

1. Quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours. — 2. Schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours.

En prolongeant l'accident en profondeur, nous passons dans une zone broyée du souterrain de Sicié où J.-P. Destombes (1951) a reconnu la brusque apparition, vers le Nord, des « phyllades rigides, normales, non injectées de quartz, à pente régulière de 60 à 85° (P.K. 5,430) ». Interprétant le « contraste fondamental existant entre les phyllades broyées et les phyllades massives situées de part et d'autre du point 5,300, point situé à environ 20 mètres au sud du puits de la Colle d'Artaud », cet auteur conclut à l'autochtonie des phyllades du compartiment nord.

Bien que mon interprétation du compartiment sud ne concorde pas avec celle de J.-P. Destombes, je remarque que la scrupuleuse observation des matériaux traversés par la galerie, complétée par des remarques faites en surface, conduit à reconnaître, en ce point des massifs de phyllades, l'existence d'un accident majeur (la « faille de la Colle d'Artaud ») placé à la limite de deux compartiments tectoniques différents par leur constitution lithologique et leur comportement tectonique. Le compartiment sud, formé de phyllades extrêmement froissés, représente la terminaison nord-orientale de l'immense bloc anticlinal des Lèques; le compartiment nord, comprenant des phyllades massifs, rigides, fortement inclinés, présente des indices d'enracinement sur place que va confirmer l'étude de l'unité tectonique dont dépendent ces terrains : l'« anticlinorium de Six-Fours ».

b. Repli anticlinal de Jaumen (fig. 23).

Poursuivons notre course vers le Nord. Nous pénétrons dans la colline de Daniel, où nous passons progressivement des quartzophyllades aux schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours.

Sur le versant septentrional de ce relief, le chemin recoupe les quartzites roux de la base de la série, au sein desquels apparaît un mince affleurement de phtanites. Plus loin, après avoir rencontré de nouveau les schistes sériciteux, les quartzophyllades et les schistes roux de la base des formations de Six-Fours, nous traversons l'affleurement de phtanites de Jaumen, déjà signalé par Haug, pour retomber ensuite dans les schistes roux puis dans les quartzophyllades. Les phtanites donnent ici deux bandes d'affleurement séparées par les schistes gris et noirs que l'on trouve en général associés à cette formation.

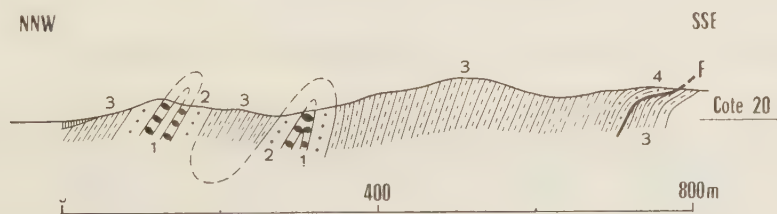


FIG. 23. — Anticlinal de Jaumen et accident de la Colle d'Artaud

1. Phtanites. — 2. Quartzites. — 3. Schistes sériciteux de la série inférieure de Six-Fours. — 4. Quartzophyllades. — F. Faille de la Colle d'Artaud.

Tous ces terrains, depuis la faille de la Colle d'Artaud jusqu'aux phyllades de la ferme de Jaumen, conservent un pendage nord ou nord-ouest de 60 à 70°.

Ainsi, dans le secteur que nous venons de parcourir, *les formations de la série inférieure de Six-Fours dessinent un anticlinal à double noyau de phthanites, déversé au Sud, sur les schistes sériciteux du compartiment du Pourquier.*

c. Le massif de Six-Fours (fig. 24 et pl. 1, coupe k).

Les terrains du noyau anticlinal de Jaumen s'envoient, au Sud-Ouest, sous les schistes sériciteux du massif de Cautelier.

En gravissant les pentes de ce relief, nous atteignons un banc puissant de quartzites, à pendage nord-ouest, sur lequel reposent les phyllades supérieurs de la série de Six-Fours.

Passé le vallon qui borde au Nord-Ouest le massif de Cautelier, nous voyons les quartzites et les phyllades changer de pendage, après une nette inflexion des affleurements vers le Nord-Ouest. La remontée des terrains sur le flanc ouest de la colline de Six-Fours s'accompagne de petits accidents de tassement.

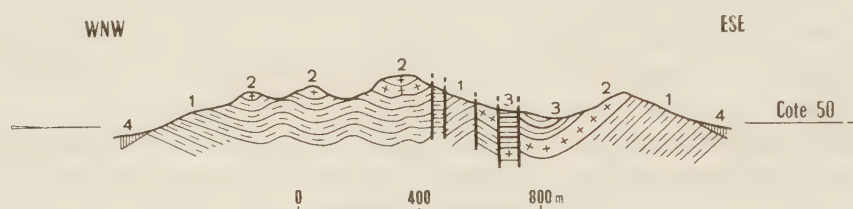


FIG. 24. — Coupe à travers le massif de Six-Fours

1. Phyllades et quartzophyllades inférieurs de Six-Fours. — 2. Quartzites de Six-Fours. — 3. Phyllades supérieurs de Six-Fours. — 4. Éboulis et éluvions.

Au fond de bateau ainsi défini par cette disposition des couches, fait suite, à l'Ouest, un dispositif anticlinal complexe affecté, dans le sens nord-sud ou SSW-NNE, de failles et de plis secondaires. Dans cet ensemble, les schistes sériciteux et quartzophyllades inférieurs constituent un socle anticlinal plissé dans lequel se creusent des synclinaux occupés par des quartzites. Le synclinal perché du fort de Six-Fours, à bords très évasés, montre un flanc sud-est affecté par de faibles décrochements; le synclinal plus aigu de la batterie ouest, faillé sur son flanc nord-ouest, chevauche dans cette direction les schistes sériciteux du socle plissé. À l'ouest de la batterie, un petit sommet est couronné par une dalle synclinale de quartzites. Toutes ces bandes plissées présentent vers le Sud leur terminaison périclinale. Au Nord, les bancs de quartzites disparaissent sous les alluvions et limons de pente du quartier de Bernard. L'orientation sud-nord des bandes de quartzites ne se retrouvant pas dans le massif des Playes, on peut admettre qu'une faille, cachée par les alluvions, sépare cette dernière unité tectonique de celle que je viens de décrire. J'exposerai plus loin les autres raisons qui me font admettre l'existence d'un tel accident.

d. Prolongement vers le Sud-Ouest et l'Est du massif de Six-Fours.

Lorsqu'on recherche vers le Sud-Ouest et l'Est le prolongement du compartiment tectonique de Six-Fours, on est amené à étudier la structure des îles des Pesquiers, au large du Brusc, et celle du promontoire de l'Éguillette, à l'extrémité de la presqu'île de La Seyne.

Dans les îles des Embiez, on peut décrire une structure analogue à celle des collines de Six-Fours. Mais aucun indice ne permet de retrouver trace, et de l'anticlinal de Jaumen, et de la faille de la Colle d'Artaud.

Dans le promontoire de l'Éguillette, les phyllades ont la même disposition qu'au nord de la faille de la Colle d'Artaud. Mais, ici, le contact des quartzophyllades du compartiment de Six-Fours se fait avec les phyllades supérieurs de la retombée anticlinale nord du pli de La Seyne.

Toutes ces observations révèlent qu'au sein des phyllades des accidents majeurs peuvent naître, se développer et disparaître sur des espaces restreints, et indépendamment des accidents qui affectent les compartiments voisins. L'écaillage du substratum paléozoïque peut alors être invoqué pour expliquer cette tectonique cassante faite de multiples détails indépendants les uns des autres.

RÉSUMÉ. — *L'anticlinorium de Six-Fours* est un énorme bloc écaillé plissé, en position surélevée par rapport aux unités tectoniques qui le bordent, au Nord (massif des Playes) et au Sud (pli des Lèques et anticlinal de La Seyne). Au sud-est de la zone plissée des collines de Six-Fours, les phyllades, dessinant un anticlinal à double noyau de phtanites, chevauchent la partie septentrionale du pli des Lèques. Dans le secteur de La Seyne et de l'Éguillette, les formations de Six-Fours, subverticales, s'appuient sur le flanc nord de l'anticlinal de La Seyne. La faille qui limite, au Sud, le compartiment de Six-Fours, est connue sous le nom de « *faille de la Colle d'Artaud* ». Déjà signalé par L. Lutaud (1924 *a*), cet accident a pu être repéré en profondeur par J.-P. Des Tombes grâce aux travaux de percement du souterrain de Sicié.

5. Le massif des Playes (« E »).

a. Vue d'ensemble.

Le massif des Playes est l'unité tectonique la plus septentrionale du secteur paléozoïque à l'ouest de Toulon. Il apparaît, au sud de la plaine alluviale de la Reppe, sous la forme d'une colline peu élevée (115 mètres), qui se développe du Sud-Ouest vers l'Est, en arc de cercle autour de la dépression du hameau des Playes. Se prolongeant au Sud-Ouest jusqu'à la pointe Nègre et à l'Est jusque dans la colline de Millonne, il enveloppe au Nord-Ouest le massif de Six-Fours.

La présence, dans ce secteur, de terrains appartenant à la couverture sédimentaire du Paléozoïque, augmente l'intérêt de l'étude du massif. Par leur position sur les phyllades, leur comportement tectonique propre, la façon dont ils réagissent aux mouvements du substratum, les terrains sédimentaires peuvent livrer quelques arguments-clés susceptibles de nous faire comprendre la structure d'ensemble des massifs hercyniens des environs de Toulon.

Après Haug, qui en a fait l'étude détaillée avec la plupart de ses collaborateurs, je m'attacherai à donner de ce massif, extrêmement compliqué dans le détail, une description et une interprétation basées sur des observations nouvelles qu'ont favorisées, dans une mesure assez large, des travaux récents de terrassement, le creusement de fouilles de fondations d'immeubles et la rectification de certains chemins.

b. Secteur de Sauviou.

Donnons, pour commencer, la description d'une coupe simple observable dans le quartier de Sauviou, sur le bord même de la route conduisant de Sanary à Reynier (fig. 25).

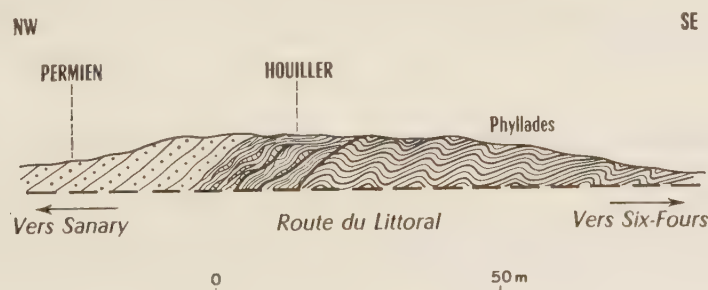


FIG. 25. — Le Houiller de Sauviou, à l'est de Sanary

Au croisement des routes du littoral et des Playes, le Permien affleure, représenté par des grès roux et rouges qui deviennent argileux à la base de la formation. Les bancs, inclinés vers le Nord-Ouest, reposent sur le Carbonifère par l'intermédiaire d'un contact anormal sous lequel les schistes houillers se froissent et se fragmentent. Les conglomérats du Permien inférieur, si bien représentés en d'autres lieux de la colline des Playes, n'apparaissent pas dans cette coupe. Le Houiller qui vient ensuite, présente une structure extrêmement tourmentée. À la discordance angulaire d'origine tectonique observée au contact du Permien, s'ajoutent des plissements internes, accompagnés d'une fragmentation des bancs ferrugineux qui se chevauchent à l'intérieur de la formation. Il en résulte, au sein du Houiller, un dispositif en petites écailles dont la forme générale indique une poussée NW-SE. L'ensemble des terrains houillers s'appuie, vers le Sud-Est, sur les phyllades sans qu'apparaisse le conglomérat de base. Là encore, nous observons une discordance d'origine tectonique matérialisant le passage d'un contact anormal entre les phyllades et le Houiller.

Dans cette coupe, le Permien et le Houiller, désolidarisés, se déplacent au-dessus des phyllades par translation vers le Sud-Est. *L'écaillage dans cette direction qui n'avait, jusqu'ici, été observé qu'au sein du Paléozoïque, affecte, dans cette partie du massif des Playes, les couches de la couverture sédimentaire.*

c. Secteur de Goringout et de la Lône.

Dans la colline de Goringout, que nous gravissons par le Sud, le Carbonifère affleure sur les deux versants, tout près du sommet (fig. 26, bloc a). Au-dessus gît le Permien conglomératique et gréseux. Cet horizon, sortant des alluvions de la plaine côtière, s'élève jusqu'à la crête où il forme avec le Houiller, un synclinal perché.

Jusqu'au petit col qui livre passage à l'ancien chemin de Sanary aux Playes, la position des schistes houillers sur les phyllades est normale. Ceux-ci passant sous la couverture permo-houillère donnent, à l'ouest de la crête de Goringout, dans le quartier de la Lône (fig. 26, blocs a et b), un large affleurement, dont la signification tectonique, très particulière, a pu être précisée grâce aux travaux de terrassement effectués pour la reconstruction de ce quartier sinistré.

Nous remarquons d'abord que ce lambeau de phyllades ne représente pas, sur le versant ouest du massif des Playes, le seul affleurement de Paléozoïque métamorphique. En effet, après avoir observé la disparition de ce terrain, au nord-ouest de Goringout, sous le Houiller et le Permien de la Lône, nous le voyons reparaître, au nord du même lambeau de couverture, en bordure du chemin de Sanary (fig. 26, blocs d et e), où il donne une bande effilée qui se termine en pointe au sein du Carbonifère.

Partout, depuis Goringout jusqu'au-delà du promontoire de la Lône, la position du Houiller et du Permien sur les phyllades est normale. Sur le chemin de Sanary, toutefois, se dessine vers l'Ouest un renversement des phyllades sur le Houiller (fig. 26, bloc c). Mais cet accident, très localisé, ne détruit pas la continuité de l'affleurement du Carbonifère autour des phyllades, lesquels apparaissent ici comme emballés dans les schistes houillers.

La masse de phyllades de Goringout et de la Lône (fig. 26, blocs b, c, d, e), recouverte, par endroits, par des lambeaux de sa couverture sédimentaire, est en contact par faille, à l'Est, avec le Permien du reste du massif des Playes. Entre les deux formations est pincée une lame discontinue de schistes houillers rabattue contre les conglomérats et les grès.

Cet accident marque le cheminement vers le Sud-Est, sur le Permien et le Houiller, d'une écaille de phyllades issue du substratum de la basse vallée de la Reppe. À l'Est, on en trouve le prolongement sur le versant nord-oriental de la colline de Goringout; au Nord, il disparaît, avec les phyllades qui l'accompagnent, dans un large affleurement de Houiller, à la limite de la plaine alluviale de la Reppe.

d. Flanc septentrional du massif à l'ouest du col des Playes, entre la Lône et Pépiole.

À l'est du compartiment tectonique de la Lône et de Goringout, le Houiller et le Permien constituant le flanc nord de la colline des Playes sont affectés de nombreux accidents dont le tracé épouse la forme en arc de cercle de celui que nous avons observé à la base du bloc écaillé occidental.

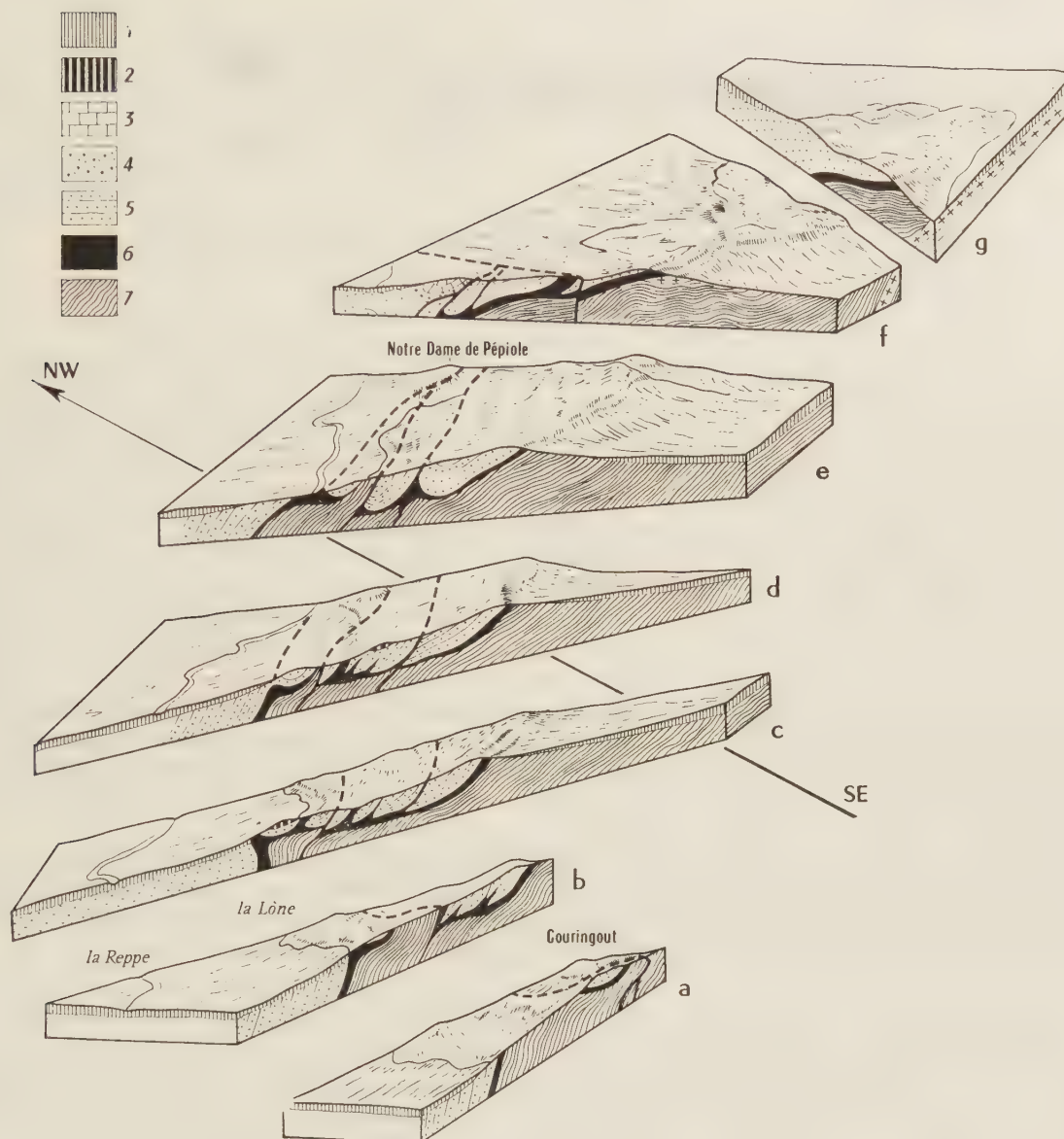


FIG. 26. — Structure du massif des Playes

1. Alluvions. — 2. Basalte. — 3. Muschelkalk. — 4. Grès bigarré. — 5. Permien. — 6. Houiller. — 7. Phyllades.

La plupart de ces accidents, soulignés par une sortie de Houiller, peuvent être facilement repérés sur le chemin de Sanary aux Playes (fig. 27).

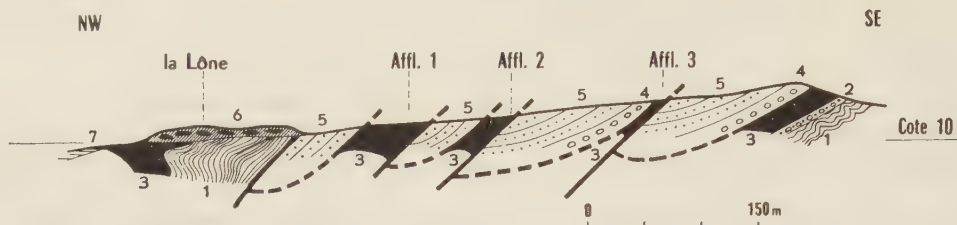


FIG. 27. — Coupe à travers le massif des Playes (ancien chemin de Sanary aux Playes)

1. Phyllades. — 2. Conglomérat du Houiller. — 3. Schistes houillers. — 4. Conglomérats permien. — 5. Grès permien. — 6. Basalte tertiaire. — 7. Alluvions.

Après avoir traversé le Carbonifère et les phyllades de l'écaille de la Lône — sur lesquels s'étalent des basaltes, vestiges d'une coulée du Tertiaire — nous trouvons, sur une distance de 40 mètres environ, le Permien incliné au Nord-Ouest. Plus loin affleurent, avec le même pendage, les schistes du Carbonifère (affleurement 1) auxquels succède, sur une trentaine de mètres, le Permien toujours incliné dans la même direction. Après une réapparition, sur 8 à 10 mètres, des schistes carbonifères (affleurement 2), nous rencontrons de nouveau le Permien, que nous quittons, après avoir traversé, au col même, les conglomérats de base de cette formation. Mais avant de franchir la crête, nous remarquons qu'une lame très mince de Houiller (affleurement 3) vient, encore une fois, s'insinuer dans les grès.

Dès que s'amorce la descente sur les Playes, nous retrouvons, bien représenté par ses schistes à intercalations ferrugineuses et ses conglomérats de base, le Carbonifère qui repose sur les phyllades du substratum.

Revenons maintenant dans le secteur ouest en suivant le chemin qui, au col, se détache du premier en direction de l'affleurement de phyllades de Goringout-la Lône. Nous ne voyons plus sur cet itinéraire les bandes de schistes houillers observées quelque cent mètres au Nord, au sein du Permien. Pour en retrouver la trace, il faut descendre la pente herbeuse qui nous sépare du chemin de Sanary. Là, chaque bande de schistes houillers, qui se termine en coin au voisinage de la faille de la Lône, apparaît sous sa forme éjective au sein des conglomérats et grès permien. C'est la répétition de ce phénomène d'éjection qui détermine, sur le versant nord de la colline des Playes, la formation de lanières synclinales écailleuses, parallèles à l'orientation des couches.

En suivant ces bandes de Permien et de Houiller sur le flanc nord de la colline des Playes, on remarque que les schistes carbonifères des affleurements 1 et 2 rejoignent, au bas du versant, ceux qui accompagnent, à l'Ouest, l'écaille de phyllades de la Lône. L'affleurement 3 s'élargit vers le Nord-Est, puis disparaît momentanément, pour réapparaître plus loin au contact d'une lame de phyllades qui crève la couverture permienne.

Plus à l'Est encore, en direction de Notre-Dame-de-Pépiole, les éboulis et limons de pentes gênent considérablement les observations. Pourtant, bien des indices superficiels laissent prévoir la présence, sous ces formations récentes, de terrains très variés comprenant des phyllades, du Houiller, des conglomérats et schistes permien. Aucun levé précis n'aurait pu être tenté dans ce secteur, si l'on n'avait pu bénéficier de quelques travaux de terrassement effectués pour la pose d'une conduite de refoulement des eaux de pompage du puits Vernale, près de la gare de Sanary, vers un bassin construit au sommet de la colline.

Une tranchée creusée sur le flanc nord de la colline m'a, en effet, livré une très belle coupe (fig. 28), dans laquelle apparaît, du SSE vers le NNW, la succession suivante de terrains :

- schistes carbonifères reposant par l'intermédiaire du conglomérat de base sur les phyllades des Playes;
- conglomérats et grès permien, inclinés d'abord, puis relevés en direction du Nord;
- éboulis sous lesquels on ne voit affleurer aucune roche du substratum;
- phyllades sous lesquels apparaissent les schistes carbonifères écrasés;
- conglomérats et grès permien affectés d'un rebroussement au Nord, sous une série formée de schistes houillers, de conglomérats et de grès permien;

- conglomérats et grès permien reposant sur la série précédente par l'intermédiaire d'une brèche de friction;
- schistes houillers recouverts, au Nord, par les alluvions de la Reppe.

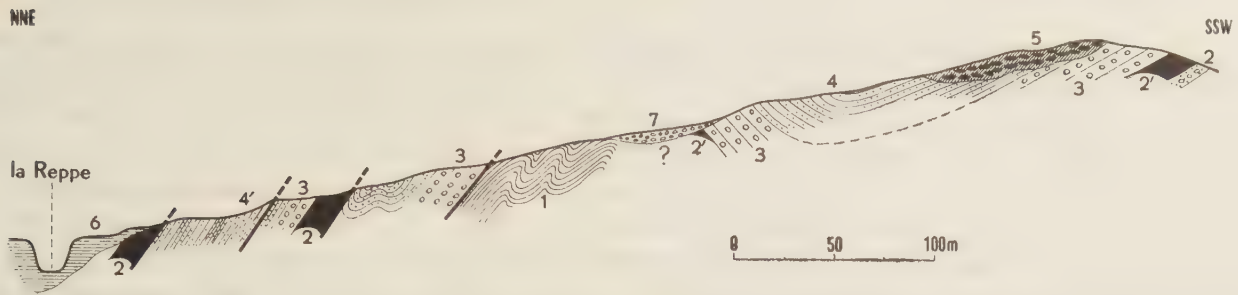


FIG. 28. — Versant nord du massif des Playes (tranchée de la conduite de refoulement de la station de pompage de Six-Fours)

1. Phyllades. — 2 et 2' Conglomérats et schistes houillers. — 3. Conglomérats permien. — 4. Grès permien. — 4'. Grès et schistes permien. — 5. Basalte. — 6. Alluvions. — 7. Éboulis et limons de pentes.

À l'exception de quelques bancs conglomératiques et gréseux du Permien qui accusent une remontée au Nord, tous les autres terrains de cette coupe plongent dans cette direction, sous la vallée de la Reppe. L'inclinaison des couches, assez faible (25 à 30°) sur la crête, s'accroît brusquement (55 à 60°) dès qu'apparaissent, à travers le Permien, les phyllades et le Carbonifère. L'ensemble présente une structure écaillée, bien caractérisée : 1° par la montée éjective, au sein du Permien, d'une lame de phyllades; 2° par un empilement régulier de bandes de terrains houillers et permien, avec, à la base de chaque série, des schistes carbonifères fortement laminés et des brèches.

Nous retrouvons, dans cette coupe, le prolongement de l'affleurement 3 de Houiller, accompagné d'une lame écaillée de phyllades. Les affleurements 1 et 2, qui avaient fusionné, 500 mètres à l'est du chemin de Sanary, se séparent de nouveau ici en donnant les deux lames de schistes observées au bas du versant.

La surface de contact anormal sur laquelle chemine l'écaille de la Lône et de Goringout, se perd sous les alluvions. C'est elle (ou un accident de même nature qui la double au Sud) qui passe sous le Muschelkalk de Pépiole, en faisant disparaître, par laminage, une grande partie du Grès bigarré (fig. 26, blocs *e* et *f*). Le Permien, le Grès bigarré et le Muschelkalk, que l'écaille de phyllades de la Lône déplace ainsi sur son dos, dans son mouvement de translation vers le Sud, se plissent secondairement pour donner le synclinal de Pépiole, où gisent, dans une position qui est demeurée longtemps énigmatique, les dolomies et calcaires du Trias moyen.

La nette avancée, vers le Sud, du compartiment de Pépiole fait disparaître, sous la surface de contact anormal, les écailles septentrionales de Houiller et de Permien correspondant aux affleurements 1 et 2. D'autre part, l'accident à la faveur duquel apparaissent les phyllades et schistes houillers de l'affleurement 3 se réduit en une simple faille qui se perd dans le Permien juste au sud de Pépiole.

Tout paraît devenir simple à l'approche du vallon de Pépiole. C'est ainsi qu'en gravissant, à partir de Notre-Dame, le chemin qui conduit au petit col des Playes, on relève une coupe presque normale allant des terrains mésotriasiques aux phyllades. Au Muschelkalk de Notre-Dame-de-Pépiole qui dessine un synclinal font suite, vers le Sud, le Grès bigarré, très réduit, puis le Permien et le Houiller dans lequel s'ouvre une carrière pour l'exploitation des bancs ferrugineux. Un contact anormal incliné au Nord, sur lequel ont été poussés les schistes froissés du Houiller, ramène les conglomérats du Permien au niveau du Carbonifère. Sous ce banc de poudingues gît le Houiller schisteux qui repose sur les phyllades par l'intermédiaire d'un conglomérat de base. Le pendage de ces formations est orienté au NNW.

e. Le secteur du col des Playes, au sud de Pépiole.

À l'est et à l'ouest du col des Playes, la structure du massif varie très sensiblement.

La succession des terrains décrite ci-dessus représente la coupe nord-sud du compartiment à l'ouest du col. Le Houiller conglomératique fortement incliné au NNW repose, en discordance, soit sur les schistes sériciteux et quartzophyllades de la série des Playes, soit sur les arkoses de la même série (fig. 3). Ces dernières formations, homologues des arkoses de la Vieille-Garde, étant discordantes sur les phyllades, Haug (1925) en a interprété l'affleurement comme un lambeau avancé de la nappe de Sicié, sur les phyllades autochtones des Playes. La véracité de cette interprétation résidait dans la position « tectonique » et topographique de ce lambeau de terrains métamorphiques, lequel apparaît comme superposé, par discordance mécanique, aux phyllades sous-jacents, et même, d'après cet auteur, au Carbonifère. Mais, bien que mes observations soient concordantes avec celles de Haug en ce qui concerne la discordance et la position élevée de l'affleurement, j'ai été amené à rattacher cette formation métamorphique au substratum grâce à des observations stratigraphiques et tectoniques détaillées. Les arkoses sont, en effet, discordantes sur les schistes sériciteux des Playes, à une cote plus élevée que celle des schistes carbonifères du col. Mais *cette discordance est stratigraphique* et la dénivellation observée entre cet affleurement de terrains métamorphiques et le Houiller du col est due à un accident important qui dénivelle les deux secteurs est et ouest du massif des Playes. On peut compléter cette argumentation en précisant que les arkoses s'enfoncent sous les conglomérats du Houiller. Latéralement, elles disparaissent, enlevées par érosion lors de la phase de pénéplanation anté-houillère.

À l'Est, la coupe se simplifie considérablement. Sous le Permien constituant le flanc nord de la colline, les schistes houillers et leur conglomérat de base donnent un affleurement continu que recouvrent, jusqu'à l'extrémité sud-est de la colline, les poudingues du Permien. Le Houiller discordant repose directement, au sud-est de la colline, sur les schistes sériciteux. Mais lorsqu'on suit, en direction du col des Playes, le contact qui sépare les deux formations, on voit le Houiller s'écarter des phyllades pour laisser apparaître une formation grise, plus ou moins métamorphique, dans laquelle j'ai reconnu un témoin de coulée rhyolitique, contemporaine des arkoses des Playes.

Tous les terrains observés à l'est du col des Playes constituent une unité tectonique dont la tranquillité contraste remarquablement avec l'allure tourmentée du reste du massif. La discontinuité des différentes formations, au passage de l'un des compartiments dans l'autre, révèle la présence d'un décrochement intéressant à la fois le substratum de phyllades et la couverture sédimentaire. Cette faille est en grande partie cachée par des limons de pentes et des éboulis; contre elle se terminent les accidents qui affectent profondément le compartiment occidental, parmi lesquels figurent le chevauchement des schistes houillers de la carrière des Playes et le relèvement des phyllades de la croupe rocheuse où Haug signale un élément avancé de la nappe de Sicié.

f. Le socle hercynien et la faille des Playes à la limite du compartiment de Six-Fours.

Les phyllades du socle de la colline des Playes comprennent essentiellement des schistes sériciteux et des quartzophyllades de la série supérieure de Six-Fours. Localement, ces terrains sont recouverts en discordance par un lambeau d'arkoses, vestige d'une formation plus étendue et plus puissante qui aurait disparu lors de la pénéplanation des reliefs hercyniens.

En descendant dans la série, à l'est du hameau des Playes, on retrouve les quartzites de Six-Fours représentés en bordure de la route, par un banc disloqué fortement incliné au NNW. La discontinuité apparente qui existe entre ce banc de quartzites et les formations de même type des synclinaux de Six-Fours laisse supposer la présence d'un accident important entre le massif des Playes et le massif de Six-Fours, celui-ci occupant une position surélevée par rapport au premier.

Dans le quartier des Playes, cet accident est toutefois caché par les alluvions et les limons. Mais, il devient visible 1 kilomètre à l'est de la ferme de Bernard, dans un petit massif où l'on voit une série formée de grès permien, de schistes houillers, de phyllades supérieurs et de quartzites, s'appuyant, au Sud, par faille, sur les phyllades et quartzites de la série inférieure de Six-Fours.

Plus à l'Est, le massif de phyllades et de Permien de Millonne représente la terminaison orientale de l'unité tectonique des Playes.

g. Secteur de la pointe Nègre.

Au Sud-Ouest, l'arc des collines des Playes se prolonge jusqu'au cap Nègre.

Revenons donc au point de départ de la description du massif. De l'autre côté de la route, vers le Sud, le Permien, le Houiller et les phyllades du quartier de Sauviou s'agencent dans un dispositif semblable à celui décrit plus au Nord. Toutefois, le Permien, massif, se détache plus nettement au-dessus du Houiller par une remarquable discordance angulaire d'origine tectonique.

La coupe relevée à l'est du point coté 6,7 ne révèle pas de notables variations jusqu'au détour du chemin situé à 500 mètres de la grande route. Là, dans un petit vallon qui descend vers la mer, le Permien se termine brusquement contre les phyllades du cap Nègre. Entre les deux formations, une lame de schistes carbonifères extrêmement froissés se dresse et se renverse légèrement sur les conglomérats et grès permien. Les phyllades, fortement inclinés au Sud, au contact du Houiller, prennent insensiblement, lorsqu'on se dirige vers le petit abri de la Coudourière, une inclinaison nord, puis sud. Ainsi se dessine, dans l'axe de la pointe Nègre, une ride anticlinale de terrains paléozoïques qui se déverse légèrement au Nord sur le Permo-Houiller de Sauviou. Des lambeaux de basalte reposent ici sur les phyllades de l'anticlinal.

Aucun de ces lambeaux ne se présente en intercalation dans le Permien. Le basalte, consolidé soit en couches, soit en boules, repose sur le substratum par l'intermédiaire d'une formation argileuse dans laquelle on trouve, à côté de débris de Houiller et de Permien, de petits galets de quartz semblables à ceux des formations aquitaniennes du bassin de Bandol.

Partout, la discordance entre les témoins de coulée basaltique et le substratum se fait sur un plan légèrement incliné vers le Sud-Ouest. L'apparente anomalie de la pointe Nègre, où le basalte occupe une dépression allongée, creusée dans les phyllades, serait due à un écoulement de la lave dans un thalweg torrentiel faisant partie de l'ancien réseau hydrographique local. Le plan de discordance à la base de la coulée s'étend, du Nord-Est au Sud-Ouest, sur des roches de plus en plus anciennes (Permien, au sud-ouest de Pépiole; Houiller et phyllades, à la Lône; phyllades, à la pointe Nègre) : nivelant un système plissé, il est l'exacte représentation d'une surface d'abrasion continentale datant d'une période plus récente que celle au cours de laquelle s'est faite la mise en place des unités tectoniques des Playes, de Six-Fours et de Sicié.

Le temps séparant la phase tectonique provençale (fin Éocène) et la phase éruptive (fin Oligocène) étant relativement court, l'action des agents d'érosion a dû, pour aboutir aussi rapidement au décapage des massifs hercyniens jusqu'aux phyllades mêmes, s'exercer sur une couverture sédimentaire très peu épaisse. Cette dernière a même pu être inexistante dans la partie interne du massif de Sicié et de Six-Fours, caractérisée par une mise en place des écailles sur des plans devenant de plus en plus horizontaux, ce qui constitue un autre indice de dénudation.

RÉSUMÉ. — Dans le *massif des Playes* (« E »), les quartzophyllades, les phyllades et arkoses de la série supérieure de Six-Fours supportent les formations discordantes du Houiller. Le substratum hercynien se débite en écailles qui se chevauchent vers le Sud-Est en déplaçant sur elles des lambeaux de couverture et en refoulant sur leur front les matériaux plastiques du Houiller. Ces derniers terrains apparaissent alors sous la forme de sorties éjectives au sein des terrains permien qui se divisent en lanières synclinales imbriquées.

Contre le compartiment oriental de la colline des Playes se terminent tous les accidents tectoniques du compartiment occidental. La présence du Carbonifère sous les alluvions de la vallée de la Reppe, près de la gare de Sanary, montre que l'écaillage du substratum hercynien se prolonge vers le Nord-Est sous la couverture triasique de la région d'Ollioules, où il peut, comme dans le promontoire de Pépiole, se manifester jusque dans le Trias moyen.

En plus des renseignements d'ordre tectonique, on recueille, dans ce massif, les indices de trois importantes phases d'abrasion continentale : les deux premières très anciennes, l'une anté-stéphanienne et l'autre antésaxonienne, ont abouti à la pénéplanation d'une aire anticlinale hercynienne; la troisième, plus récente, anténummulitique, a pour effet la dénudation des massifs hercyniens, en voie de surrection.

D. CONTACT DES PHYLLADES AVEC LES TERRAINS DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

1. Bordure septentrionale des massifs hercyniens.

Le comportement réciproque des terrains sédimentaires et des phyllades est si intime dans la colline des Playes, que je n'ai pu dissocier, dans mon étude détaillée de ce massif, la couverture de son substratum.

Nous avons vu plus haut tout le parti que l'on tire de l'examen d'une telle structure de bordure. Aussi aurais-je voulu étendre mes observations vers l'Est, en direction de Toulon. Malheureusement, dans cette région, l'invasion des dépressions par les terrains sédimentaires récents, empêche toute observation, même à une grande échelle.

Une précision toutefois, montrant que les phyllades s'ennoient au Nord sous la dépression permienne de Brégaillon, est donnée par un sondage effectué 1 kilomètre à l'ouest de la gare de La Seyne. Après avoir traversé le Permien schisteux, gréseux et conglomératique, avec intercalation de tufs dacitiques vers 61 mètres, l'ouvrage a rencontré les phyllades à 317 mètres de profondeur, sans interposition de Houiller.

2. Bordure de la dépression permo-triasique du Pas du Loup.

À Fabrégas, prenons le sentier qui longe la côte au sud-est du Bau Rouge, à hauteur de la courbe de niveau +50.

Après avoir traversé les marnes et grès schisteux du Permien supérieur, nous rencontrons un banc de « poudingue à dragées » qu'une faille de tassement sépare des formations précédentes en en faisant disparaître une grande partie (planche 1, coupe e). Sur ce poudingue reposent, toujours inclinés au Sud-Ouest, les psammites du Grès bigarré, puis des marnes et grès lie-de-vin, rattachés par Haug au Trias inférieur. Contre ces formations sédimentaires s'appuient des phyllades fortement inclinés au Sud-Ouest, à la base desquels se situe une zone broyée, peu apparente sur le sentier en raison des éboulis qui la recouvrent.

Le contact phyllades-marnes rouges, que nous suivons jusqu'à un point du rivage situé à 240 mètres de la pointe du Bau Rouge, représente la trace d'un plan incliné à 25° au Sud-Ouest. Les phyllades ayant un pendage de 60 à 80° appartiennent donc à un lambeau de flanc synclinal ou anticlinal de terrains paléozoïques, charrié sur le Permo-Trias sous-jacent. La superposition des quartzophyllades et des phyllades de la série de Peyras, normale dans ce lambeau, fait admettre qu'il s'agit là d'un recouvrement des terrains sédimentaires par le flanc nord-est décollé du synclinal de la Vieille-Garde (planche 1, coupe e).

Reprenons maintenant cette coupe en suivant le rivage en direction du Nord-Est.

Sous les phyllades, nous observons une brèche formée de roches rouges et de schistes sériciteux, avec amas gréseux emballés dans des schistes noirs; quelques fragments ferrugineux révèlent la présence du Carbonifère.

Jusqu'à l'anse qui précède la pointe du Bau Rouge, nous restons dans les marnes et grès lie-de-vin à intercalations verdâtres. Le pendage des couches est de 60 à 70° SW.

Sous le promontoire du Bau Rouge, ces formations redressées entrent en contact par faille avec les psammites du Grès bigarré, plus faiblement inclinées et affectées d'un léger rebroussement près de l'accident.

Plus loin, nous retrouvons le « poudingue à dragées » séparé du Permien par la faille de tassement.

L'ensemble dessine donc un synclinal couché vers le Nord-Est. Les grès et les marnes lie-de-vin, qui se raccordent par dessous le Grès bigarré avec les formations rouges de Fabrégas, appartiennent au Permien. Ils occupent une position renversée, et représentent un lambeau détaché du flanc sud-ouest du synclinal (interprétation déjà donnée par Zurcher, mais combattue par Haug). Le synclinal, en effet, comprimé entre le flanc sud-ouest du pli et le Permien de Fabrégas, s'affaisse sous la masse chevauchante de phyllades du Bau Rouge.

Sous le Bau Rouge, au Nord-Ouest, le Permien du flanc inverse disparaît par étirement, ainsi que le poudingue de base du Grès bigarré, entraîné par le mouvement d'affaissement du synclinal. La structure synclinale demeure néanmoins apparente jusqu'au nord-ouest de la batterie du Bau Rouge. Dans ce secteur, en effet, affleure une petite lame de Muschelkalk, séparée des phyllades par une mince intercalation de grès rouges broyés.

Le fond du vallon de Fabrégas fait la limite entre deux structures de bordure bien distinctes : celle du Bau Rouge, caractérisée par le repli synclinal du Grès bigarré et du Permien; celle du Plan d'Aub montrant une série normale de Permien et de Trias inférieur, faiblement inclinée au Sud-Ouest. La surface de contact anormal qui sépare les deux formations est sensiblement parallèle aux couches triasiques et permienues (planche 1, coupe *f*).

Connaissant le détail du dispositif en écaillés des terrains paléozoïques, j'interprète ce changement de structure comme le résultat d'un recouvrement du Permo-Trias de Fabrégas par deux compartiments paléozoïques de nature différente. Sous la poussée des masses chevauchantes du flanc nord-est du synclinal de la Vieille-Garde, les formations permienues et triasiques se replient en un synclinal couché, très étroit (synclinal du Bau Rouge). L'avancée, dans la colline du Plan d'Aub, du lambeau de poussée de Janas sur le synclinal de la Vieille-Garde et sur une large bande de terrains sédimentaires fait reposer les phyllades verts de ce lambeau sur une série normale de Permien et de Trias appartenant à l'aire axiale de l'anticlinal de Saint-Mandrier et du Pas du Loup.

Un tel cheminement des schistes verts sur le Grès bigarré est un argument nouveau en faveur de l'hypothèse relative à la faible puissance de la couverture sédimentaire lors de la mise en place des différentes unités du matériel hercynien.

Le tracé de l'accident mettant en contact anormal les phyllades avec les terrains permienues et triasiques, disparaît sous les alluvions autour de la dépression des Moulières.

En un point, cependant, situé à l'ouest du vallon des Moulières, on observe le contact du Permien avec les phyllades du lambeau de poussée de Janas. Mais l'observation demeure trop localisée en ce lieu, pour en tirer des conclusions sur la forme de l'accident.

C'est grâce aux travaux de percement du souterrain de Sicié et à la coupe détaillée qu'a donnée de l'ouvrage J.-P. Destombes (1951) que l'on est maintenant éclairé sur la nature de ce contact dans cette région.

Au Sud, le contact se fait par l'intermédiaire d'une mylonite polygénique renfermant des phyllades et des blocs de marnes gréseuses rouges. Sur 100 mètres environ, en se dirigeant au Nord, la surface séparant la mylonite et les formations rouges est subhorizontale. À partir du PK. 3,200, le contact remonte vers la voûte avec un pendage sud à SSE de 30 à 45°. Mais, après un trajet de 140 mètres dans les marnes et grès plus ou moins broyés, en position horizontale ou faiblement inclinée au Sud, la mylonite réapparaît sur une longueur de galerie de 30 mètres. La mylonite étant partout subordonnée aux phyllades, le cheminement de ces derniers sur les grès et marnes rouges peut être évalué ici à 250 mètres au minimum. Si, avec J.-P. Destombes, on admet l'âge permien des grès et marnes rouges, on voit que l'accident est tout à fait semblable à celui décrit dans la colline du Plan d'Aub.

Une divergence me sépare toutefois de cet auteur. Il s'agit de l'interprétation des phyllades noirs, mylonitisés, à injections quartzeuses, désignés sous le nom de « mylonite monogénique », que la galerie traverse du Sud au Nord, avant de pénétrer dans le compartiment permien chevauché. J.-P. Destombes localise ces formations exclusivement autour du contact anormal de la dépression des Moulières. Mais cette formation plissotée, injectée de quartz, a une extension beaucoup plus grande. C'est elle, en effet, que l'on trouve sur le front des écaïlles du synclinal de la Vieille-Garde et qui constitue la plus grande partie de la falaise au sud du Signal. Elle résulte d'un remaniement mécanique d'une masse plastique de phyllades comprimée entre deux masses de roches métamorphiques rigides. Cette « mylonite » n'est pas liée à la « nappe de Sicié » puisqu'elle se forme en d'autres lieux que celui des Moulières, et au sein même du massif de phyllades. Gisant dans le synclinal couché de la Vieille-Garde, elle donne sous le lambeau de poussée de Janas, une masse qui se déplace horizontalement sur les couches permienes du secteur des Moulières.

Au nord de la dépression des Moulières, dans le quartier de Mauvéou, la coupe de la galerie relevée par J.-P. Destombes montre la superposition des phyllades aux terrains permien et triasiques. Le contact est ainsi décrit (1951) : « Sous les phyllades froissées très chargées de quartz d'injection, à pente moyenne 30° NNW, on trouve une brèche de marnes et de dolomies (permo-triasique ?) de 2 mètres d'épaisseur; puis 20 mètres de marnes micacées et gréseuses, rouges, permienes, à pente moyenne 45° NNW, puis 23 mètres de gypse bien lité, à pente 30° NNW. Le contact des marnes sur le gypse est en biseau... et comporte une petite brèche de friction de 10 à 15 centimètres suivant les points. Sous les gypses existe une brèche de friction épaisse de 7 à 8 mètres, à éléments anguleux de marnes permienes, de gypse et de dolomie, dont les contacts sont pentés de 30 à 60° au NNW. Enfin les marnes permienes, micacées, gréseuses comportant par endroits des conglomérats à galets roulés de quartz, sont visibles vers le Sud. Elles pendent d'abord au Nord, puis au Sud, et de plus en plus faiblement ».

Des observations personnelles faites dans cette partie du souterrain, ainsi que l'étude de quelques échantillons prélevés en d'autres points de l'ouvrage, conduisent à admettre, dans les couches décrites comme des « marnes permienes, micacées, gréseuses, comportant par endroits des conglomérats à galets roulés de quartz », la présence du Grès bigarré. Celui-ci, représenté par le « poudingue à dragées » et les psammites, repose normalement sur le Permien et supporte un horizon de gypse semblable à celui que l'on trouve habituellement dans la région à la limite du Muschelkalk et du Grès bigarré.

L'apparition, dans ce gypse, d'une schistosité qui est rigoureusement parallèle aux bancs psammitiques sous-jacents et la présence, au contact des deux formations, d'une brèche épaisse abondamment nourrie par les roches du toit et du mur de l'accident, auxquelles se sont joints des blocs de dolomies cargneulisées, montrent que la masse gypseuse, comprimée, a subi un traînage sur un plan parallèle à celui des terrains sur lesquels elle repose. Cette action mécanique, dont la cause doit être recherchée dans le cheminement des phyllades en recouvrement, demeure encore assez imprécise pour qu'il soit possible de définir le sens du mouvement de translation des horizons déplacés. Toutefois, cette précision est donnée par la position tectonique de la lame permienne qui succède au gypse vers le Nord.

Le Permien, en effet, incliné à 45° NNW, repose sur le gypse à 30° NNW et supporte les phyllades à pendage moins accentué. Les contacts anormaux occupés par des brèches, donnent des surfaces concourantes vers le centre de la dépression du Pas du Loup, ce qui paraît démontrer un déplacement des phyllades du NNW vers le SSE.

Ainsi, sous ces phyllades (schistes noirs froissés, à quartz d'injection, de la terminaison septentrionale du synclinal de la Vieille-Garde), le Permien et le Trias se replient en un synclinal couché vers le SSE. Un lambeau de Permien, détaché du flanc inverse, chemine, avec les schistes en recouvrement, sur une série normale de Trias et de Permien, entraînant sous lui un lambeau de gypse triasique. Nous retrouvons ici la forme générale du repli synclinal décrit à Fabrégas. Ces déformations de bordure de la couverture sédimentaire du Pas du Loup, identiques quant à leur forme, sont liées à un recouvrement du Permo-Trias par des phyllades de même nature, appartenant à

une même unité tectonique. Elles font donc partie d'un même accident dont l'origine doit être recherchée dans le recouvrement des terrains sédimentaires par les phyllades du compartiment anticlinal des Lèques et du lambeau de poussée de Janas.

L'accident des Moulières qui se prolonge plus à l'Est, sur le versant sud de la colline de Coste Chaude, au contact du Permien puis du Grès bigarré et des phyllades du lambeau de poussée de Janas, se termine brusquement, à l'est de Rouquier, sur la faille de Balaguier. Là, les phyllades et quartzophyllades gris cendré du pli anticlinal de La Seyne chevauchent, vers le Sud, les phyllades du lambeau de Janas.

Plus à l'Est, sous la colline de Fabre et dans le secteur de l'Évescat, la faille de Balaguier chemine entre les phyllades gris cendré et le Grès bigarré, puis le Muschelkalk. Le contact anormal avec les calcaires mésotriasiques, d'abord légèrement incliné au Nord sous les schistes de l'Évescat, se redresse progressivement vers l'Est, pour devenir presque vertical sous le Fort de Balaguier. Alors qu'au nord du Clos de la Grotte et de Tamaris, les phyllades reposent directement sur le Muschelkalk par l'intermédiaire d'un petit lit marneux enrobant quelques fragments de calcaires et de cargneules, à Balaguier, c'est une véritable brèche tectonique avec blocs anguleux de Trias, de phyllades et de schistes argileux du Houiller, qui sépare les deux formations.

La faille de Balaguier, affectant à la fois les terrains sédimentaires et les phyllades des quartiers de Totany, Rouquier et Gavet, révèle la forme écaillée du pli anticlinal paléozoïque de La Seyne. En dehors des limites du lambeau de Janas et du synclinal de la Vieille-Garde, le pli écaillé de La Seyne pénètre dans la couverture sédimentaire qu'il soulève et traverse comme à l'emporte-pièce. Au cours de leur mouvement ascendant, les phyllades arrachent, aux couches sédimentaires profondes, des fragments qu'elles abandonnent dans leur trajet vertical, avant leur déversement au Sud.

Après avoir décrit, dans le secteur des Moulières, une structure impliquant la mise en place, sur un plan presque horizontal, des masses de phyllades en recouvrement, nous nous trouvons ici en présence d'un dispositif différent qui révèle une sortie éjective d'un bloc anticlinal, à travers la couverture sédimentaire.

E. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DES UNITÉS STRUCTURALES DU CAP SICIÉ ET DE LA RÉGION DE SIX-FOURS

Ainsi, à l'ouest de Toulon, le matériel hercynien présente une série de blocs écaillés, anticlinaux et synclinaux, se chevauchant vers le Sud-Est et chevauchant, dans la même direction, les formations permienues et triasiques de la couverture sédimentaire (fig. 15 et planche 2).

1. Secteur des Lèques — Six-Fours — La Seyne — les Playes.

Les blocs écaillés de ce secteur, provenant de la dislocation d'un ancien anticlinal hercynien, se chevauchent vers le Sud et le Sud-Est, à l'exception toutefois du massif des Playes qui demeure profondément enraciné sous sa couverture sédimentaire.

Le comportement réciproque des terrains sédimentaires et des formations paléozoïques du massif des Playes montre que la couverture, ici solidaire du substratum, réagit directement à la poussée des lames et des blocs écaillés. Les écaillés qui pénètrent en coin dans les terrains sédimentaires, déterminent, au sein du Permien, un compartimentage *en lanières* que viennent accentuer localement les sorties éjectives des schistes houillers. En bordure de la grande masse du Gros Cerveau et du bassin synclinal de Bandol, la mise en place des coins de phyllades se traduit par des phénomènes d'étirement dont le Permien et le Trias supportent presque tous les effets.

Cette structure est caractéristique de la partie supérieure du dispositif en écaïlles décrit dans la presqu'île de Sicié et dans la région de Six-Fours.

Le cheminement sur un plan horizontal du lambeau de poussée de Janas, ainsi que l'étalement sur un plan faiblement incliné des parties frontales des écaïlles internes du massif paléozoïque, évoquent un écaillage qui s'est produit sous une couverture de puissance réduite ou même nulle. Dans ces secteurs, le chevauchement des phyllades se développe librement, dans la direction de la poussée, avec plissement secondaire des masses de terrains déplacés.

2. Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas.

Ce compartiment tectonique affecte la forme d'une cuvette synclinale limitée, à l'Ouest, par un rebroussement aigu au contact des schistes des Lèques.

Dans le secteur de la Vieille-Garde, les quartzophyllades et phyllades en dalles, poussés par la masse chevauchante du lambeau de Janas, glissent vers le Sud-Est, sur les schistes noirs remaniés mécaniquement, en donnant des lanières écaïlleuses grossièrement parallèles au front de poussée.

À Fabrégas et aux Moulières, les phyllades de cette unité tectonique, pincés entre les schistes verts du lambeau de Janas et les formations permo-triasiques du Pas du Loup, se détachent du substratum pour chevaucher, vers le Sud-Est, le Permien et le Trias repliés en un synclinal couché. L'ensemble de ces terrains paléozoïques constitue alors le lambeau de poussée des Moulières (issu du synclinal de la Vieille-Garde), charrié sur le massif du Pas du Loup et de Saint-Mandrier, unité tectonique la plus inférieure que nous connaissions dans ce secteur et dont seule apparaît à la surface la couverture permienne et triasique.

Tout autour de l'affleurement permo-triasique du Pas du Loup, le lambeau des Moulières se réduit considérablement. Il donne alors un pli synclinal fermé dans lequel se réunissent les masses froissées de schistes noirs injectés de quartz. Partout, à partir du Plan d'Aub, le lambeau de poussée de Janas recouvre le synclinal paléozoïque des Moulières, avec un débordement qui atteint parfois la partie axiale de l'aire anticlinale permo-triasique du Pas du Loup.

3. Contact sud-est des phyllades et du Permo-Trias.

Le lambeau de Janas qui déferle sur le Permien et le Trias du Pas du Loup, poussant sous lui le synclinal paléozoïque des Moulières, représente bien le front dirigé vers le Sud-Est, du dispositif en écaïlles du cap Sicié et de la région de Six-Fours.

Les écaïlles de phyllades appartenant aux unités de la Vieille-Garde et des Lèques (le massif de La Seyne étant considéré à part, pour l'instant) recouvrent, ainsi, la bordure occidentale du massif anticlinal permo-triasique de Saint-Mandrier. Le contact anormal reliant Coste Chaude au Bau Rouge représente la trace, sur la surface topographique, du plan de chevauchement de ce système d'écaïlles qui s'enracine au Nord et au Nord-Ouest, dans la région de Six-Fours et des Playes. Le souterrain de Sicié, de direction NNE-SSW, est sensiblement *parallèle au plan de chevauchement* du lambeau de Janas et des Moulières. Si, en deux points de son tracé, l'ouvrage recoupe cette surface de contact anormal, c'est qu'il traverse le bombement permo-triasique sur lequel reposent, déformées et gauchies, les masses de phyllades en recouvrement (hypothèse proposée par P. Pruvost, lors de la Réunion géologique de 1950 en Provence).

Dans l'étude du contact anormal des phyllades avec le Permo-Trias de la dépression du Pas du Loup, on ne doit pas qualifier d'aberrante la faille de Balaguier. Celle-ci, en effet, ainsi que je le signale plus haut, n'a pas la même signification tectonique que la faille des Moulières. Affectant à la fois la couverture sédimentaire et le substratum paléozoïque, elle s'identifie avec un accident de la partie interne du massif. Située, d'autre part, à la limite sud d'un compartiment de forme

anticlinale (massif anticlinal de La Seyne) considéré comme la véritable terminaison nord-est de l'anticlinal des Lèques, elle se place exactement dans le prolongement, vers l'Est, de la faille de l'Éperon et de Barelle.

À l'est de la colline de Coste Chaude, nous n'avons plus l'équivalent des compartiments de la Vieille-Garde et de Janas. Seules subsistent les unités tectoniques de La Seyne et de Six-Fours, enracinées verticalement à leur extrémité orientale. C'est précisément cette forme particulière de structure que l'on retrouve dans les massifs de terrains paléozoïques, à l'est de Toulon.

*
* * *

III. — MASSIFS HERCINIENS À L'EST DE TOULON

A. VUE D'ENSEMBLE

À l'est de Toulon, les massifs de phyllades ne forment plus que des « îlots » au sein des terrains permien et triasiques.

Le *massif de Lamalgue* semble se rattacher par dessous la grande passe de la rade de Toulon à celui de La Seyne et de Six-Fours. Il s'étend le long du rivage jusqu'au nord du Fort Sainte-Marguerite, où il disparaît en biseau dans le Trias moyen. Ph. Zurcher a décrit cet affleurement de phyllades comme se terminant « par un cap élevé regardant l'Orient » (1893, p. 68). De ce massif se détache, au Nord, une bande étroite de terrains paléozoïques qui se divise en plusieurs lames à son extrémité avant de s'enfoncer sous les calcaires du Muschelkalk du versant nord de la colline des Amoureux.

Plus loin, à l'Est, les phyllades reparaissent dans les escarpements dominant la mer entre la plage du Pin de Galle et l'anse des Bonnettes. Nous atteignons là le *massif du Pradet*. Celui-ci s'étalant d'abord vers l'Est, se rétrécit de nouveau, pour se terminer en plusieurs bandes effilées au sein des terrains triasiques du vallon de la Règue.

Entre ces deux massifs surgissent, au milieu des terrains mésotriasiques, des lames verticales de phyllades qui disparaissent à l'Est dans des accidents de plus en plus resserrés (fig. 29).

Les massifs de Lamalgue et du Pradet présentent ainsi une similitude de forme remarquable : interrompus brusquement par la mer, à l'Ouest, ils donnent à l'Est des affleurements elliptiques qui se terminent en biseau au sein du Trias. Cette ressemblance apparaît encore plus frappante lorsque l'on considère la constitution lithologique et la structure des deux unités tectoniques. Les terrains de la série métamorphique de Six-Fours qui les constituent appartiennent, en effet, dans chaque massif, à un bloc anticlinal, déjeté au Sud sur le Trias. Le flanc septentrional des plis, légèrement déversé, chevauche, par l'intermédiaire du Houiller, les formations triasiques de l'aire anticlinale de La Garde ou du synclinal du Pradet.

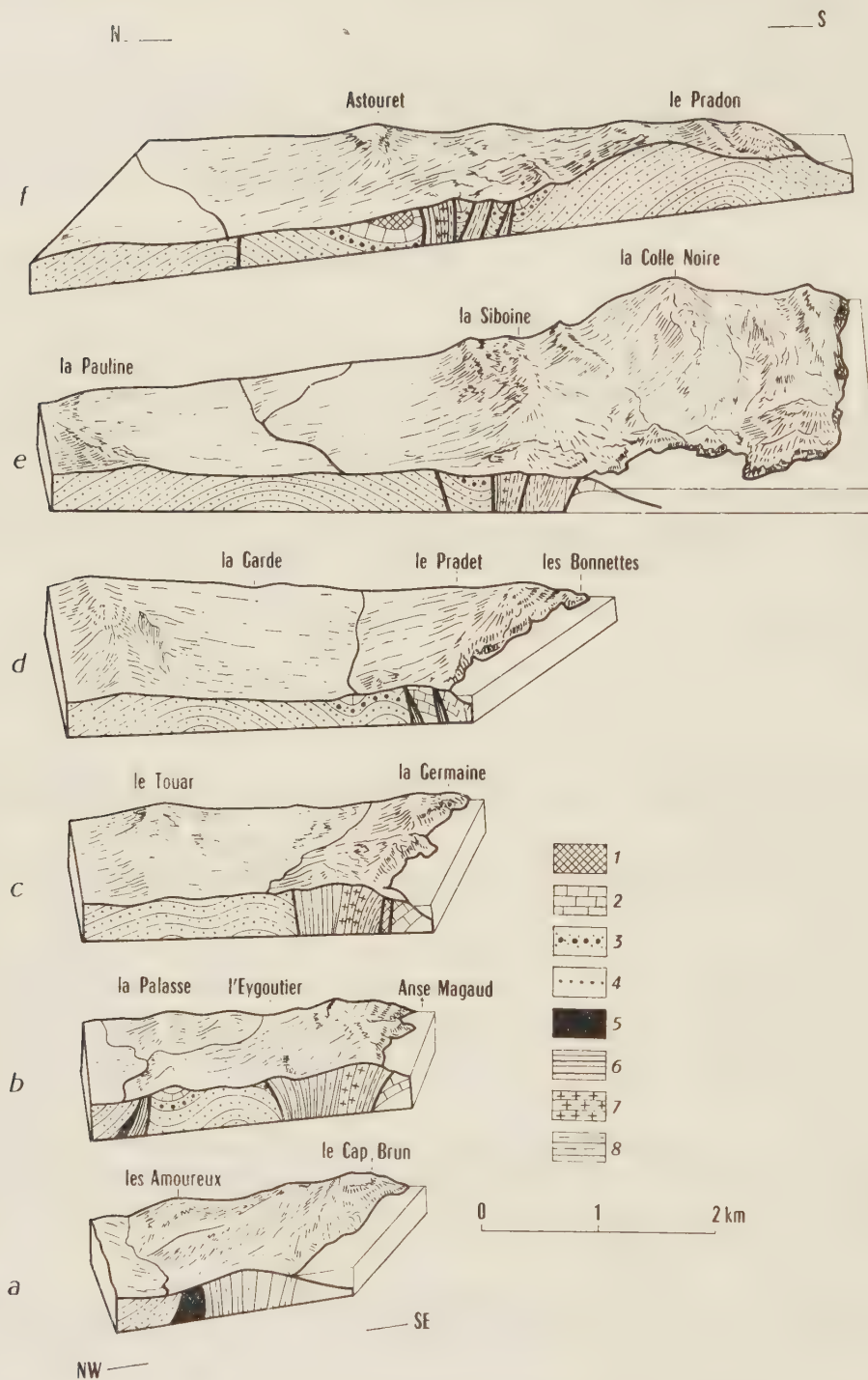


FIG. 29. — Structure des massifs hercyniens, à l'est de Toulon

1. Keuper. — 2. Muschelkalk. — 3. Grès bigarré. — 4. Permien. — 5. Houiller. — 6. Phyllades supérieurs de Six-Fours. — 7. Quartzites. — 8. Phyllades inférieurs de Six-Fours.

B. LE MASSIF DE LAMALGUE

1. Structure du massif.

L'arête, jalonnée par les collines 60,9, au nord du Port Magaud, le pointement 61,6 et le relief du cap Brun, est formée par des quartzites et des quartzophyllades inclinés au Nord. Ces terrains représentant la partie moyenne de la série de Six-Fours reposent, au Sud, sur les quartzophyllades, puis les phyllades gris et noirs, à intercalations conglomératiques (Méjean), de la partie inférieure de la même série. Ces dernières formations, très plastiques, dessinent une succession de replis synclinaux et anticlinaux poussés au Sud contre le Muschelkalk des promontoires du cap Brun, de l'anse de Méjean et du Port Magaud. À l'ouest du Port Magaud (fig. 30), le noyau anticlinal de schistes noirs et gris crève son enveloppe de quartzophyllades et de quartzites, isolant, au Sud, un lambeau de ces derniers terrains qui se froisse au contact des calcaires du Trias moyen.

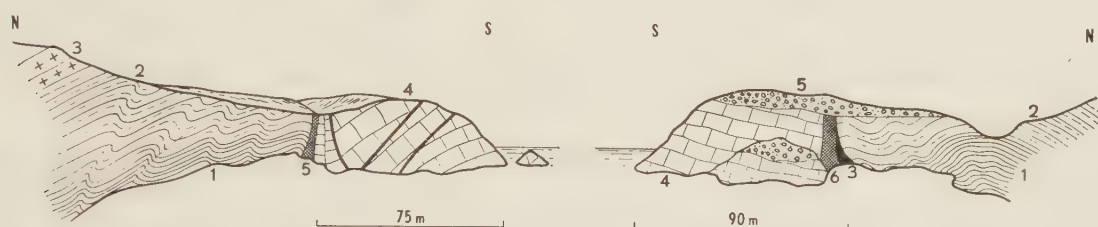


FIG. 30. — Caps à l'est (figure de gauche) et à l'ouest (figure de droite) de l'anse Magaud, à l'est de Toulon

Figure de gauche : 1. Phyllades gris et noirs. — 2. Quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours. — 3. Quartzites. — 4. Muschelkalk. — 5. Brèche tectonique.

Figure de droite : 1. Schistes gris et noirs. — 2. Quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours. — 3. Houiller. — 4. Muschelkalk. — 5. Conglomérats quaternaires. — 6. Brèche tectonique.

Sur le pédoncule du promontoire du cap Brun, les schistes gris et noirs, chevauchant les calcaires mésotriasiques, renferment un banc de phtanites plissoté et laminé.

Cette disposition des terrains au sud de la crête du cap Brun caractérise un anticlinal faillé déjeté au Sud. Le flanc nord, bien développé, comprend les quartzites et quartzophyllades des horizons inférieurs et moyens de la série de Six-Fours; le flanc sud, laminé, a presque entièrement disparu au contact du Muschelkalk, et le noyau, constitué de schistes noirs et gris plissotés, renferme un banc de phtanites réduit par étirement.

Les quartzites et quartzophyllades du cap Brun se terminent à l'Ouest dans les falaises dominant la mer entre la Batterie Basse et le promontoire du Petit Bois.

Au Nord, les phyllades qui affleurent jusqu'au Permo-Trias des Ameniers et de la vallée de l'Eygoutier appartiennent tous aux horizons supérieurs de la série de Six-Fours. En succession normale avec les quartzites, on peut les considérer comme participant à la constitution du flanc nord de l'anticlinal du cap Brun. Les bancs, orientés WSW-ENE dans toute la partie centrale et orientale du massif (fig. 37), accusent, à l'est de la Sérinette, un changement progressif de direction vers l'Est.

Dans le quartier de l'Aguillon, on voit se détacher de la masse de phyllades une lame fortement inclinée au Nord-Ouest (lame écaillée de la vallée de l'Eygoutier). Celle-ci associée au Houiller, lequel repose normalement au Nord sur les terrains métamorphiques, prend en écharpe le synclinal des Amoureux pour se terminer en plusieurs lames effilées, plus ou moins mylonitisées dans les calcaires du Trias moyen. L'ennoyage des phyllades sous le Muschelkalk est visible dans un petit pointement qui émerge en bordure de la vallée de l'Eygoutier, à l'ouest du point culminant des Amoureux (fig. 31).



FIG. 31. — Contact phyllades-Muschelkalk dans la basse vallée de l'Eygoutier
1. Phyllades. — 2. Muschelkalk.

Les phyllades de cette lame écaillée bordent le versant occidental de la colline triasique. En aucun point, à l'ouest de cet affleurement paléozoïque, n'apparaît le Trias moyen. Le Muschelkalk porté sur la feuille au 50 000^e, près de la Chapelle de l'Aguillon, n'existe pas. G. Corroy a déjà fait remarquer qu'à l'emplacement indiqué, affleure seulement le Houiller (1936).

D'autre part, des coupes établies à l'échelle, avec une topographie exacte, font apparaître ces phyllades en contre-bas des terrains triasiques. Le Paléozoïque n'occupe pas ici la position indiquée par Ph. Zurcher (1893, coupe VIII) : s'appuyant sur le Muschelkalk plissé qu'il prend en écharpe du Sud-Ouest vers le Nord-Est, il ne s'élève pas, en direction des Amoureux, dans l'axe du synclinal que forment ces calcaires. Ici, comme en d'autres secteurs de cette région à l'est de Toulon, *des formations éluviales à débris de phyllades, ont été prises pour des terrains paléozoïques non remaniés en superposition anormale sur le Trias.*

Il est difficile de suivre au Sud-Ouest le développement de l'écaille de phyllades de la vallée de l'Eygoutier. On sait néanmoins, depuis les travaux de Villeneuve-Flayosc (1856) et de Dumas et Lauversin (1880), que le Houiller, superposé aux phyllades, donne une bande continue jusqu'au nord de Lamalgue, où une coupe détaillée de ce terrain a été relevée par ces auteurs dans les fossés du fort. Dans cette coupe (1880, fig. 8), le Houiller discordant repose, avec un pendage NW, sur les phyllades inclinés dans la même direction. Au milieu de la formation, les schistes carbonifères se redressent, puis se renversent (église du Mourillon) avant de disparaître sous les alluvions de l'Eygoutier.

Les recherches de combustible ont montré la continuité de la formation houillère en bordure de la vallée de l'Eygoutier. Elles ont, en outre, mis en évidence à l'entrée du vallon, au nord du fort de Lamalgue, un affleurement de Houiller, interprété par É. Haug (1925, p. 126) comme un lambeau conservé dans un synclinal creusé dans les phyllades. Ce synclinal, parfaitement dessiné par les variations de pendage des couches paléozoïques au nord du fort (Orphelinat), est barré au Nord-Ouest par un affleurement de phyllades qui paraît s'intercaler entre le Houiller de Lamalgue et celui du Vallon.

Nous voyons là se dégager l'écaille qui se développe au Nord-Est, jusque sur le versant occidental de la colline des Amoureux.

2. Contact des phyllades avec les terrains plus récents.

a. *Bord nord du massif.*

Entre le Mourillon et le quartier des Amoureux, la lame écaillée de phyllades supporte, au Nord-Ouest, le Houiller. Le Permien qui fait suite à cette formation est partout caché par les alluvions; mais sa présence dans la vallée de l'Eygoutier est révélée par les affleurements de la Palasse et de Saint-Jean-du-Var, ainsi que par le Grès bigarré formant les assises des fortifications du Champ-de-Mars. Néanmoins, le couloir dans lequel gît le Permien étant très étroit, on est amené à admettre un contact par faille de ce terrain avec le Houiller.

À l'extrémité nord-est de l'affleurement des phyllades de l'Eygoutier, j'ai déjà fait remarquer l'ennoyage particulier de l'écaille, par lames effilées coincées au sein du Trias. Les brèches qui emballent le Paléozoïque sont constituées par des dolomies broyées et des fragments de grès rouges arrachés aux horizons sous-jacents au Muschelkalk.

À l'Est, le contact de la lame de phyllades avec le Trias moyen des Amoureux suit, jusqu'au chemin de la Sérinette, un tracé rectiligne de direction NE-SW. Sur la ligne de discontinuité, bien visible en un point situé 450 mètres à l'est de la Chapelle de l'Aguillon, apparaît une zone de broyage nourrie par des éléments schisto-argileux du Houiller et des Grès rouges et jaunes du Permien ou du Grès bigarré. Ces formations s'interposent entre les phyllades inclinés de 75° vers le Nord-Ouest et les calcaires mésotriasiques en pente légère dans la même direction (fig. 36 d).

Au nord-est de l'Aguillon, le contact anormal avec le Trias s'oriente brusquement vers l'ESE. Les deux branches dessinant un angle de 70° ouvert vers le Nord-Est ne représentent pas la trace, sur la surface topographique, d'un plan de discontinuité courbe. Elles marquent au contraire le passage de deux accidents qui convergent vers l'Ouest en comprimant des terrains permien et triasiques qui se plissent en anticlinal (anticlinal des Ameniers). La surface de contact anormal unique, témoin d'un recouvrement du Trias par les phyllades, devrait limiter à l'Est un affleurement de Paléozoïque dans lequel les pendages concorderaient avec ceux des terrains chevauchés. Or, au Nord-Ouest (secteur de l'Eygoutier), les phyllades, prenant en écharpe le synclinal des Amoureux, sont en contact avec des calcaires ayant une inclinaison opposée. Au Sud-Ouest (secteur de l'Aguillon), le Paléozoïque, toujours fortement incliné au Nord-Ouest, heurte latéralement les calcaires mésotriasiques en pente faible vers l'Ouest.

En direction du carrefour de la Sérinette, les bancs de phyllades s'infléchissent vers l'Est, puis l'ESE. Leur pendage, devenant alors sud et SSW, marque un renversement des terrains paléozoïques sur le Trias, ce dernier étant plus faiblement incliné dans la même direction. Au contact, Ph. Zurcher (1893), puis G. Corroy (1936) ont noté la présence de schistes houillers.

À l'est de la Sérinette, le contact des phyllades avec le Trias est en grande partie caché par les brèches sédimentaires récentes. Dans les reliefs qui conduisent vers la colline 60,9, les terrains paléozoïques se redressent progressivement, pendant que disparaissent, sur le contact faillé, les phyllades de la série inférieure de Six-Fours.

Sous les alluvions qui recouvrent le versant oriental de la colline 60,9, les failles de bordure de l'affleurement paléozoïque de Lamalgue convergent vers la zone d'ennoyage du massif.

b. *Bord sud du massif.*

Au sud du massif de Lamalgue, le contact des phyllades avec les terrains plus récents (Trias moyen) n'est visible qu'en trois points seulement : les caps est et ouest de l'anse Magaud et le promontoire du cap Brun.

Dans le cap à l'est de l'anse Magaud (fig. 30), les schistes gris et noirs et les quartzophyllades plissotés heurtent, sans les chevaucher, les bancs calcaires mésotriasiques inclinés au Nord. Au contact, une brèche de friction constituée par des éléments triasiques (sable dolomitique argileux, calcaires, cargneules, gypse), permien ou éotriasiques (grès rouges) et houillers (schistes et argiles grises), s'intercale entre un repli anticlinal de phyllades et des bancs de Muschelkalk laminés, redressés verticalement. Dans la masse de Muschelkalk formant la partie principale du cap, une dalle de calcaire se détache des bancs inférieurs sur un plan de fracture oblique remontant vers le Sud.

Ce dispositif traduit un déplacement ascendant des phyllades contre un bloc de Trias formant butoir. Le gypse attribué au Keuper par Ph. Zurcher et É. Haug, doit appartenir en réalité à la base du Trias moyen. Sa présence dans les brèches, à côté de fragments de Grès bigarré, de Permien et de Houiller est donc normale.

Dans le cap à l'ouest de l'anse Magaud (fig. 30), on observe la même disposition de terrains. Toutefois, la brèche renferme une plus grande proportion de schistes houillers, et contre les bancs de calcaires triasiques, rebroussés vers le haut, s'incrustent des fragments anguleux de quartz blanc et de phyllades.

Le pédoncule du promontoire du cap Brun montre les phyllades qui chevauchent le Muschelkalk avec interposition d'une brèche de friction formée seulement de quelques éléments de phyllades et de calcaire.

Des faits en tous points comparables à ceux observés sur le trajet de la faille de Balaguier, caractérisent ici le contact des phyllades avec le Trias. En effet, les mylonites polygéniques qui nourrissent les accidents verticaux cessent d'exister dès que les surfaces de contact anormal, s'infléchissant vers le haut, s'étalent sur un plan faiblement incliné. Ainsi, *à une phase tectonique violente, au cours de laquelle les blocs de phyllades ont été mis en place par déplacement vertical au sein de la couverture, a succédé un libre cheminement des terrains éjectés, sur un plan presque horizontal.* Le territoire à l'est de Toulon se présentait donc profondément érodé jusqu'au Muschelkalk lors des mouvements pyrénéo-provençaux.

EN RÉSUMÉ, le massif de Lamalgue apparaît comme un dôme anticlinal écaillé. Son flanc sud a été complètement éliminé au contact du Trias des promontoires du cap Brun, de l'anse de Méjean et du Port Magaud. Son flanc nord, constitué par les phyllades et quartzites de la série de Six-Fours, accompagnés de Houiller, se présente sans accident apparent au nord-ouest du fort de Lamalgue, sous l'église du Mourillon. Dans les hauteurs dominant la rive gauche de l'Eygoutier, on voit se détacher de ce flanc une écaille de phyllades qui s'appuie, au Sud-Est, sur les terrains métamorphiques du massif, puis sur le Trias des Amoureux. La lame disparaît sous les calcaires du Muschelkalk avant d'atteindre, au Nord-Est, la vallée de l'Eygoutier. À l'est du quartier de l'Aguillon, les phyllades du flanc septentrional, conservant une inclinaison normale vers le Nord-Ouest, heurtent latéralement les formations permo-triasiques de l'anticlinal des Ameniers. À partir de la Sérinette, les bancs de Paléozoïque s'infléchissent vers l'Est. En position légèrement renversée au Nord, ils chevauchent alors les terrains triasiques avec interposition de lambeaux de Houiller.

Vers l'Est, les phyllades se redressent à la verticale et les formations du flanc nord disparaissent progressivement sur le contact faillé.

Finalement, sur le versant oriental de la colline du Bosquet (cote 60,9), le massif de Lamalgue, seulement constitué par des quartzites et quartzophyllades, disparaît en coin dans les terrains triasiques du Fort Sainte-Marguerite.

C. LE MASSIF DU PRADET

1. Structure du massif.

Une coupe prise à l'ouest de la route conduisant du Pradet à l'anse des Bonnettes, montre, du Nord au Sud, la succession de terrains suivante (fig. 32 c) :

- schistes sériciteux appartenant aux horizons supérieurs de la série de Six-Fours (pendage : 80° SSE);
- quartzites en gros bancs et quartzophyllades disposés verticalement;
- quartzophyllades et phyllades de la série inférieure de Six-Fours : les bancs d'abord verticaux prennent progressivement un pendage NNW de 75 à 80° .

Ces terrains forment la ride topographique que l'on franchit pour se rendre, par la route, du Pradet aux Bonnettes.

Viennent ensuite :

- des schistes gris et noirs fortement inclinés au NNW : l'affleurement, en grande partie caché par des terres alluviales, détermine une dépression longitudinale orientée Ouest-Est;

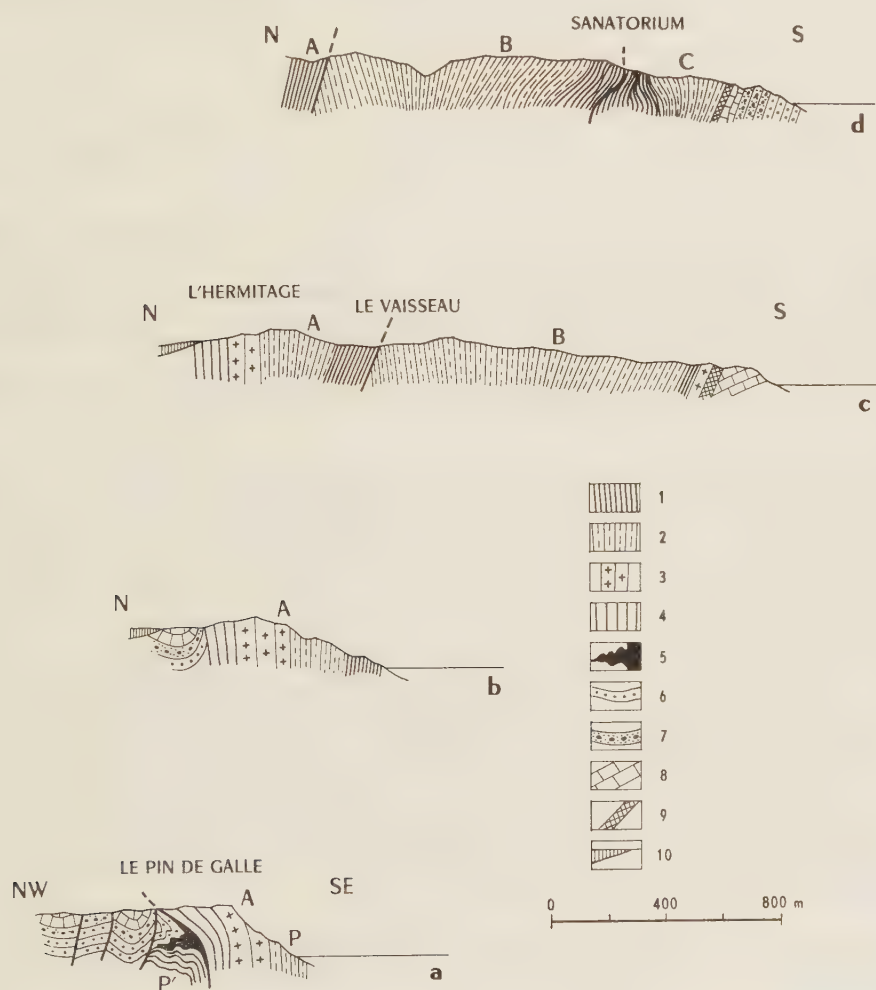


FIG. 32. — Structure du massif du Pradet, à l'ouest des Bonnettes

1. Schistes gris et noirs. — 2. Quartzophyllades et phyllades de la série inférieure de Six-Fours. — 3. Quartzites. — 4. Phyllades supérieurs de Six-Fours. — 5. Houiller. — 6. Permien. — 7. Grès bigarré. — 8. Muschelkalk. — 9. Mylonite. — 10. Alluvions. — A, B, C, P et P'. cf. explications dans le texte.

— des phyllades et quartzophyllades de la série inférieure de Six-Fours, d'abord inclinés au Sud, puis au Nord.

On arrive ainsi au fond de l'anse des Bonnettes.

En poursuivant l'examen des terrains à l'ouest de l'échancrure côtière, on observe, sous les quartzophyllades, des bancs quartziteux à patine verdâtre puis, de nouveau, des schistes gris et noirs. Entre ces derniers terrains et la brèche tectonique qui marque, au Sud, le contact du Paléozoïque avec le Trias, s'intercale un banc massif de quartzites.

De cette disposition des phyllades on déduit facilement la forme anticlinale du massif du Pradet. Du Nord au Sud on voit, en effet, se dessiner deux anticlinaux très serrés, à noyau de schistes gris et noirs. Le pli septentrional (anticlinal du Vaisseau), faillé sur son flanc sud, se développe presque normalement, avec toutefois une tendance au renversement vers le Sud; le pli méridional, évoluant en pli faillé, présente un flanc sud renversé incomplet, seulement représenté par un banc de quartzites. Entre les schistes gris et noirs du noyau anticlinal et ces derniers terrains s'interpose une brèche monogénique formée de débris de phyllades.

Dans la falaise qui domine la mer entre le promontoire occidental des Bonnettes et la plage du Pin de Galle, on identifie un dispositif d'ensemble identique. Cependant, au Sud, le banc de quartzites a disparu au contact du Trias, et, au Nord, l'écaillage des phyllades fait apparaître un accident complexe ⁽¹⁾ auquel participent les terrains permo-triasiques de la plage du Pin de Galle.

À l'est de la route des Bonnettes, les unités tectoniques définies ci-dessus se développent jusque dans les collines de l'Artaude et de la Siboine, où elles forment, avant de disparaître dans le Trias, un système écaillé s'effilant vers l'Est. Les trois écailles principales (écailles de l'Artaude, des Clapiers, de la Siboine) sont constituées par les terrains qui affleurent dans les bandes monoclinales « A » et « C » et synclinale « B » de la région des Bonnettes et du Pin de Galle (fig. 32 et 37).

L'affleurement de quartzophyllades, de quartzites et de phyllades du flanc nord de l'anticlinal du Vaisseau (bande A) se prolonge vers l'Est dans l'écaille de l'Artaude. Les horizons, verticaux sur la bordure sud de la lame écailleuse, se renversent vers le Nord et se couchent sur les formations du Trias. À l'est du Pradet, la bande de terrains paléozoïques s'élargit. La série des *phyllades de Six-Fours* devenant alors plus complète, comporte à son sommet les schistes gris cendré de l'*horizon des Playes* ⁽²⁾.

À l'est de la Bayette, l'écaille se rétrécit de nouveau, les phyllades gris cendré disparaissent et les quartzites et quartzophyllades se redressent au contact du Trias. Plus loin, tous les bancs prennent une position verticale avant de disparaître au sein du Trias de la Règue.

La bande synclinale médiane « B », constituée essentiellement de quartzophyllades et de phyllades de la série inférieure de Six-Fours, se développe vers l'Est, avec une largeur uniforme, jusque dans le quartier des Clapières où elle se termine en coin entre deux affleurements de Trias. Les bancs verticaux révèlent la forme très resserrée du pli.

La bande méridionale « C », correspondant au flanc sud renversé de l'anticlinal des Bonnettes, donne vers l'Est une lame écailleuse renflée dans sa partie médiane. La série monoclinale débute à l'Ouest par un seul banc massif de quartzites. Elle s'élargit considérablement à l'Est, dans le promontoire oriental de l'anse des Bonnettes (fig. 33). Mais, se substituant aux quartzites, on voit apparaître des quartzophyllades auxquels se joignent, dans le secteur de Bessière, c'est-à-dire dans la partie la plus large de l'écaille « C », les phyllades gris cendré de la *série des Playes*. Les pendages, verticaux au Nord, contre la bande médiane, s'orientent au Nord et au NNW, dans la partie méridionale de l'affleurement paléozoïque. Le renversement des quartzophyllades et des phyllades gris cendré, qui s'effectue alors sur le Trias de la Garonne et des Bonnettes, n'a pas la même ampleur partout. Très faible à l'extrémité occidentale de ce compartiment tectonique (promontoire ouest des Bonnettes), il s'accroît à l'est de Bessière (partie la plus étalée de l'écaille), pour s'annuler enfin dans le quartier de Siboine, au point où les phyllades s'annoient sous le Trias. Nous retrouvons ici, avec une symétrie presque parfaite, le dispositif déjà décrit, au Nord, dans le secteur du village du Pradet et des collines de l'Artaude.

L'écaillage du massif du Pradet, dont je viens de décrire les modalités, a pour origine le

⁽¹⁾ Accident décrit dans le chapitre consacré à l'étude du bord nord du massif.

⁽²⁾ L'approfondissement d'un puits à proximité du point 31,3 a révélé la présence de ces schistes sous les alluvions et les limons de pentes.

plissement des phyllades avec éjection, au sein d'étroites charnières, de schistes gris et noirs appartenant à la base de la série paléozoïque de Six-Fours.

Au Nord, le plan de séparation des deux écaïlles A et B correspond au contact faillé observé à la limite sud du noyau anticlinal du pli du Vaisseau. Le flanc septentrional du pli, chevauchant légèrement le flanc méridional redressé, on peut admettre que la lame de phyllades A s'est déplacée verticalement contre les schistes de la lame B. Ce mouvement a eu pour conséquence l'élimination des phyllades gris et noirs dans tous les secteurs du massif du Pradet où l'on constate un resserrement des écaïlles.

Le noyau de schistes noirs de l'anticlinal des Bonnettes s'élargit considérablement à l'Est. Dans la falaise qui domine la mer sous le plateau de l'Orphelinat, on voit en effet les schistes noirs très plissotés qui occupent une large bande (fig. 33) entre deux affleurements de quartzophyllades.

Les schistes noirs en continuité avec les quartzophyllades du flanc nord chevauchent ici des terrains de même nature dans lesquels on identifie la charnière de l'anticlinal. Le pli se complète au Sud par une retombée de quartzophyllades, en contact anormal avec le Trias de la Garonne (fig. 32 d).

Ainsi, le flanc nord de l'anticlinal des Bonnettes se désolidarise de son noyau, et forme, au sein du dispositif, une écaïlle qui progresse du Nord vers le Sud, sur la partie méridionale du pli. La surface de chevauchement séparant les deux compartiments se confond, à l'Est, avec le plan de séparation des écaïlles B et C.

2. Contact des phyllades avec les terrains plus récents.

a. *Bord nord du massif.*

Le contact des phyllades avec les terrains permo-triasiques de la plaine du Pradet ne peut être observé avec précision qu'aux deux extrémités est et ouest du massif. Dans la partie médiane, les terrains primaires et secondaires disparaissent sous un manteau peu épais d'alluvions et de limons de pentes. Leur distribution générale a pu néanmoins être établie grâce à des travaux de creusement et d'approfondissement de puits.

Dans le quartier de l'Artaude, à l'Est, les quartzites et quartzophyllades de l'écaïlle « A », légèrement renversés vers le N, entrent en contact avec les calcaires du Muschelkalk en position subverticale, avec interposition de schistes houillers et de quelques éléments clastiques gréseux et quartziteux du Grès bigarré. Ces formations triasiques appartiennent au flanc sud redressé d'un synclinal (synclinal du Pradet). Nous verrons plus loin que ce pli, prolongeant vers l'Ouest le soubassement du mont Paradis et des Oiseaux, donne, sous les alluvions, une terminaison péri-synclinale d'où jaillissent les eaux de la source de la Foux.

Au nord-est de l'ancienne station de chemin de fer du Pradet, les phyllades gris cendré de la série supérieure de Six-Fours, renversés au Nord, reposent sur le Grès bigarré.

Les calcaires du Muschelkalk dont on perd la trace en profondeur, à l'ouest de la source de la Foux, reparaissent dans le quartier de Saint-Peyre, entre la route des Bonnettes et la plage du Pin de Galle. Cet affleurement mésotriasique, signalé par Ph. Zurcher (1893), mais contesté par É. Haug (1925, p. 131), existe réellement. Il apparaît sous la forme d'une bande chaotique de terrains calcaires et dolomitiques, bordée au Nord et au Sud par des grès rouges permien et triasiques.

L'affleurement de Muschelkalk se termine brusquement dans une falaise qui domine la dépression côtière du Pin de Galle. En ce point, les observations, favorisées par l'érosion, montrent la forme synclinale de la bande mésotriasique, laquelle, en position affaissée se trouve comprimée entre le Paléozoïque du massif du Pradet et le Permo-Trias de l'anticlinal de la Clue (fig. 32 a).

Le contact avec les phyllades révèle ici une structure complexe.

Dans la partie élevée de la falaise, les bancs de calcaires mésotriasiques sont séparés des phyllades faiblement inclinés au Sud-Est par une mince lame de Grès bigarré. Le chemin qui descend vers la plage en longeant le bord oriental de la dépression en amphithéâtre de l'anse du Pin de Galle, est tracé jusqu'à mi-parcours, sur les phyllades toujours inclinés au Sud-Est. Le chemin qui oblique alors vers le Sud-Ouest, quitte les phyllades. Pour conserver le contact avec le Paléozoïque métamorphique, il faut atteindre directement le rivage par les escarpements qui conduisent au promontoire ouest de la plage de Monaco. Au fur et à mesure que l'on se rapproche de la mer, on voit les phyllades se redresser progressivement jusqu'à une position qui devient rigoureusement verticale (P : fig. 32 a).

L'itinéraire qui nous ramène par le bord de mer jusqu'à l'agglomération du Pin de Galle, montre, au contact des phyllades P renversés, une lame de schistes houillers à traces charbonneuses, puis de nouveau des phyllades (affleurement P') contre lesquels butent, par faille, les grès rouges triasiques et permien de la bande synclinale affaissée.

Les deux lames de phyllades P et P', juxtaposées près du rivage, s'écartent vers le Nord-Ouest : le plan supérieur de la lame P' reste horizontal; le plan inférieur de P s'élève dans la topographie jusqu'au sommet de la falaise. Dans l'angle gît le Houiller replié en synclinal, tandis que le Permien se fixe dans la partie la plus évasée de cet espace triangulaire séparant les deux masses de terrains paléozoïques.

Cette structure caractérise un dispositif dont la mise en place s'est faite en deux temps : en premier lieu, extrusion, à travers la couverture sédimentaire qui se plisse énergiquement à son contact, d'un bloc unique de phyllades emballé par des terrains houillers et permien; en second lieu, décollement d'une lame P, laquelle, en raison de sa faible charge, chemine vers le Nord, en chevauchant le lambeau de Houiller et de Permien qui se replie sous lui.

b. Bord sud du massif.

Le contact méridional des phyllades avec les terrains plus récents s'observe à l'Est et à l'Ouest, dans le quartier de la Siboine et dans l'anse des Bonnettes.

À la Siboine, les phyllades redressés à la verticale et très froissés sont en contact, au Sud, avec des terrains triasiques formant une étroite bande de Grès bigarré et de Muschelkalk. Le Grès bigarré contigu aux phyllades rejoint, par-dessous le Muschelkalk, celui de Berthière normalement superposé au Permien de la Colle Noire. Un synclinal se dessine ainsi en bordure de l'affleurement paléozoïque.

Aux Bonnettes le contact phyllades-Trias présente un aspect différent à l'est et à l'ouest de l'anse.

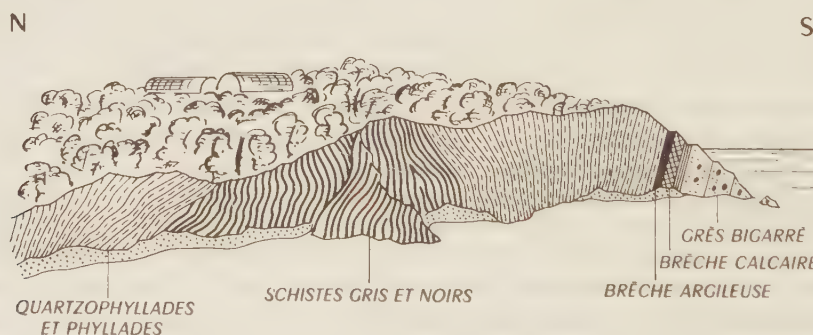


FIG. 33. — Promontoire est de l'anse des Bonnettes

À l'extrémité du promontoire est, les quartzophyllades et les phyllades, légèrement renversés, s'appuient sur le Grès bigarré fortement incliné au Nord-Ouest. Entre les deux formations s'intercale une mylonite formée d'un noyau de calcaires et de dolomies triasiques broyés, faisant saillie dans une masse argilo-marneuse au sein de laquelle on trouve, au contact des phyllades, des fragments de Houiller (fig. 33). Le Grès bigarré, superposé au Permien de la Garonne, représente le flanc nord d'un repli anticlinal qui affecte secondairement la bande synclinale de Berthière.

À l'ouest de l'anse, les quartzites puis les quartzophyllades chevauchent un large affleurement de Muschelkalk (fig. 34). Au contact, on observe une mylonite constituée, à l'est du cap, par du Houiller et des grès rouges très réduits, et, à l'ouest, par des grès permien et triasiques, et quelques fragments de Houiller. Contre le Muschelkalk apparaît une brèche formée de blocs de dolomie grise emballés dans des sables dolomitiques argileux reconsolidés; l'ensemble renferme quelques traînées de sulfate de chaux (cette dernière brèche se rapproche de celle observée à l'est de l'anse de Magaud).

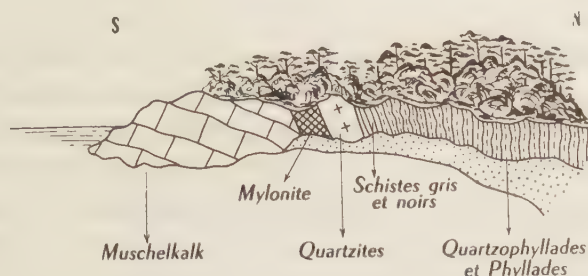


FIG. 34. — Promontoire ouest de l'anse des Bonnettes

Le Muschelkalk de l'extrémité du promontoire présente des variations de pendage donnant à l'affleurement la forme d'un pli anticlinal. Entre les bancs à pendage NE du versant oriental du promontoire et ceux à pendage SW du versant occidental se dessine une charnière faillée. Celle-ci orientée vers le Nord-Ouest rencontre obliquement l'accident méridional de l'affleurement paléozoïque. L'anticlinal triasique du promontoire ouest de l'anse des Bonnettes, pris en écharpe par le plan de chevauchement des phyllades, s'interrompt donc brusquement contre le massif du Pradet. Cet anticlinal, réduit par compression latérale, donne la lame de Trias broyé que l'on trouve coincée entre les phyllades et le Grès bigarré, à l'extrémité du promontoire oriental de l'anse des Bonnettes.

La présence d'un affleurement mésotriasique entre le Grès bigarré en position normale et les phyllades paraît militer en faveur de l'hypothèse d'après laquelle le massif du Pradet serait un lambeau charrié sur des terrains plus récents.

Mais il s'intercale, entre les formations mésotriasiques et les phyllades, une brèche polygénique nourrie par des terrains appartenant à des horizons stratigraphiques inférieurs au Muschelkalk. De plus, ces formations réduites par laminage sont en succession normale avec les phyllades du flanc méridional du pli anticlinal paléozoïque de l'anse des Bonnettes. Rien ne s'oppose donc à admettre l'enracinement *in situ* des phyllades. La genèse des accidents de bordure tend au contraire à légitimer cette interprétation. En effet, sous l'action de la compression latérale développée par les phyllades au cours de leur mouvement ascensionnel, les terrains triasiques se plissent. L'anticlinal triasique des Bonnettes, coincé dans un espace que réduit considérablement le plissement du Permien et du Grès bigarré de la Garonne, s'écrase et disparaît à l'Est entre deux surfaces de contact anormal.

c. Bord oriental du massif.

Le contact des phyllades avec le Trias de la vallée de la Rège, caché par les éboulis de pentes et les alluvions, se déduit d'un levé de carte « par points », précisé au maximum grâce à l'observation des roches affleurant dans les ruisseaux ravinés, ainsi qu'à l'examen des matériaux extraits de certains puits.

Trois itinéraires nord-sud, pris à des cotes différentes, nous permettent d'observer, sur le versant oriental des collines de l'Artaude et de la Siboine, une inégale distribution des terrains paléozoïques et triasiques. À l'Ouest (courbe de niveau + 60), seuls les phyllades affleurent; à l'Est (axe du thalweg de la Rège), on ne trouve que des terrains triasiques; à mi-côte (cote 45, environ), il y a alternance régulière des affleurements triasiques et paléozoïques.

Le contact phyllades-Trias présente donc un tracé avec indentations qui contraste avec celui, presque rectiligne, des contacts nord et sud. Les phyllades, subverticaux ou fortement inclinés au Nord, forment des saillants qui se terminent en pointe vers l'Est. Entre eux gisent les formations triasiques (Grès bigarré et Muschelkalk) plus ou moins tourmentées.

Chaque saillant de phyllades correspond, à l'intérieur du massif, à l'une des bandes écailleuses décrites ci-dessus.

EN RÉSUMÉ, le massif du Pradet a la structure d'un bloc anticlinal écailleux formé de deux plis aigus déjetés au Sud. Les bandes monoclinales, septentrionale et méridionale, se détachent vers l'Est, sous la forme d'écailles qui s'envoient en s'effilant au sein des formations permienes et triasiques du vallon de la Règue, entre la Colle Noire et le mont Paradis.

À l'Ouest, les phyllades, orientés ENE-WSW, disparaissent sous les eaux de la grande rade de Toulon, où ils doivent, ainsi que l'indique la verticalité des bancs, s'envoyer rapidement sous le Permo-Trias. *Aucun indice ne permet de rattacher le massif du Pradet à celui de Lamalgue.*

Alors que, dans la bande synclinale médiane, les phyllades conservent partout une position verticale ou subverticale, dans les bandes monoclinales nord et sud, on les voit, vers le centre du massif, se coucher sur les terrains de bordure plissés. Ce dispositif à double déversement permet d'invoquer la mise en place en deux phases du massif écailleux du Pradet : *éjection verticale* d'une masse de terrains paléozoïques plissés, à travers une couverture sédimentaire érodée jusqu'au Trias; *éclatement* du pli dès que disparaissent, au sein du massif, les contraintes créées par la couverture sédimentaire.

D. L'ANTICLINAL TRIASIQUE DE LA CLUE ET LES ÉCAILLES DE PHYLLADES DE L'EYGOUTIER

Entre la plage du Pin de Galle et l'anse de Magaud, la côte découpe un affleurement de calcaires mésotriasiques présentant un pendage moyen au Sud, jusqu'à l'anse Saint-Pierre, puis NE, dans les escarpements de Sainte-Marguerite.

Sous le Muschelkalk gît le Grès bigarré qui dessine une voûte anticlinale orientée SE-NW (anticlinal de la Clue). La remontée vers le Nord des grès éotriasiques fait apparaître un petit synclinal (synclinal du pont de la Clue) dans l'axe duquel affleurent les calcaires du Muschelkalk. Au Sud-Ouest, le relèvement des bancs triasiques dans le promontoire de Sainte-Marguerite accuse un nouveau repli synclinal orienté SE-NW comme les plis précédents.

La structure de ce secteur, d'apparence extrêmement simple, ne permettait pas, semble-t-il, d'invoquer, au nord du Fort Sainte-Marguerite et sur le plateau de Coste Brune et de l'Alcyon, une éjection des phyllades au sein du Trias. Opinion d'autant plus défendable que le percement du souterrain de l'Eygoutier s'était effectué sans traverser, en profondeur, les phyllades qui affleurent sur le plateau. Partant de cette observation, M. Bertrand et Ph. Zurcher (1891) présentèrent comme un fait évident le recouvrement du Trias par les phyllades.

Or, aucune des observations faites par M. Bertrand, Ph. Zurcher et É. Haug ne mentionne l'existence d'une lame de phyllades, 20 mètres au sud du débouché sur la mer du souterrain de l'Eygoutier. Cette lame, découverte par G. Corroy (1935 *a*), se présente en position verticale au sein du Muschelkalk, contre lequel elle s'appuie, au Nord, par l'intermédiaire d'une mylonite. Au Sud, les calcaires du Trias moyen se soulèvent contre les phyllades. Au contact, on trouve le Houiller et le Permien réduits par laminage.

Cette lame de phyllades se prolonge vers l'Ouest. C'est elle qui affleure au fond de l'anse

de Saint-Pierre dans une position tectonique semblable à celle déjà observée au débouché de l'Eygoutier.

Son prolongement vers le Nord-Ouest, en direction du massif de Lamalgue, est caché par une couche de terre argilo-sableuse rouge ou brunâtre, renfermant de nombreux débris de phyllades et de petits quartz.

Ph. Zurcher a voulu reconnaître, dans ce faciès d'altération, la preuve de l'existence, sous les formations sédimentaires récentes, d'une bande de phyllades reliant l'affleurement de Saint-Pierre au massif de Lamalgue. Un tel rapprochement se justifie au nord du Fort Sainte-Marguerite où la présence d'une lame de Paléozoïque paraît être démontrée par la structure générale du secteur.

Mais ailleurs, aucune déduction de ce genre n'est possible car ce terrain a la signification d'une formation *éluviale*, plus ou moins remaniée par les eaux de ruissellement, qui s'est répandue sur une surface d'érosion nivelée vers la cote + 50. Aussi, quelle que soit la nature du substratum, on trouve, à l'état dispersé, sur cette surface, ces sables argileux à débris de phyllades, passant latéralement à des accumulations de plaquettes schisteuses bien lavées, ou à des semis de petits galets de quartz blancs ou rosés. H. Parent signale même dans des fissures et poches d'origine karstique, un terrain de remplissage de même composition, associé à des brèches ossifères de l'âge du Renne (1928 *b*). Je pense, comme G. Corroy (1935 *a*), que l'affleurement de « phyllades » superposé au Trias du tunnel de l'Eygoutier appartient à cette formation récente remaniée. Il n'existe donc, dans le dispositif tectonique de l'Eygoutier et du Fort Sainte-Marguerite, qu'une seule lame de Paléozoïque : verticale et étroite, emballée de Carbonifère et de Permien, elle apparaît comme éjectée au sein du Trias ; issue certainement du massif de Lamalgue, elle se serait développée à la faveur d'une fracture qui aurait prolongé, assez loin vers l'Est, le *plan de fuite* ⁽¹⁾ des écailles de l'ennoyage oriental du massif.

À l'est du souterrain, la lame de phyllades de l'Eygoutier et du Fort Sainte-Marguerite, déviée vers le Nord-Est, se perd dans les calcaires mésotriasiques du Château de la Germaine.

En parcourant l'affleurement de Muschelkalk vers l'Est, en direction de la plage du Pin de Galle, on voit les calcaires mésotriasiques s'ouvrir de nouveau. Dans l'accident (fig. 35), qui suit une direction parallèle à celle de la lame de l'Eygoutier, prend place une masse bréchoïde à éléments de phyllades, de Houiller, de Permien et de Grès bigarré. Un gros bloc de grès éotriasiques apparaît comme emballé au milieu de ces terrains broyés, peu consistants. Une petite lame synclinale de Muschelkalk obture la faille à sa partie supérieure, de telle sorte qu'un levé en surface ne laisse apparaître aucun accident dans le Trias. Ce dispositif est remarquable. Il montre, en effet, plus clairement qu'en bordure de l'Eygoutier, le mode d'ennoyage des lames de phyllades au sein des formations triasiques. Ces lames, emballées dans une brèche peu consistante formée de fragments des roches traversées, auxquels s'ajoutent des éléments de phyllades, se terminent sous un « bouchon » de calcaires triasiques qu'elles soulèvent sur le trajet de l'accident.

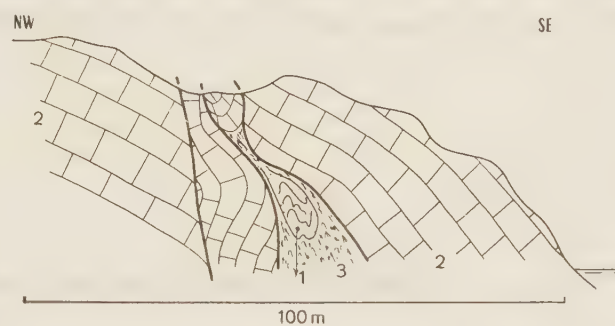


FIG. 35. — Accident dans le Trias, entre le Château de la Germaine et la plage du Pin de Galle

1. Grès bigarré. — 2. Muschelkalk. — 3. Brèche à éléments de phyllades.

⁽¹⁾ Cf. J. LACOSTE, *C. R. Ac. Sc.*, t. 205, 1937, p. 1081.

E. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DES MASSIFS HERCINIENS À L'EST DE TOULON

À l'est de Toulon, les massifs de phyllades donnent des affleurements isolés de forme elliptique rappelant par leur structure le dispositif de La Seyne. Les deux principales unités (Lamalgue et le Pradet) peuvent être définies comme des blocs anticlinaux écaillés qui se déversent, au Sud, sur le Trias du littoral méditerranéen.

Sur le flanc nord de l'anticlinal de Lamalgue se détache une lame de phyllades emballée de Houiller, qui s'ennoie sous le Trias des Amoureux par une série de lames effilées. L'atténuation de l'anticlinal permio-triasique de la Palasse et de Saint-Jean-du-Var témoigne de l'action particulière qu'exercent, sur la couverture sédimentaire, les blocs de phyllades mis en place par des mouvements de fond. Le Permien et le Trias, touchés par cette tectonique profonde, se plissent en donnant de véritables « plis de revêtement ». L'anticlinal de Saint-Jean-du-Var conserve une forme souple dans la zone d'ennoyage des écailles de phyllades; mais il perd son individualité dans l'aire de surélévation d'axe du massif anticlinal de Lamalgue.

À l'Est, le massif de Lamalgue se termine en biseau dans le Muschelkalk. À la faveur d'un accident qui prolonge, à l'Est, le *plan de fuite* des écailles du flanc nord de l'anticlinal, une lame de phyllades se fraie un passage dans le Muschelkalk jusqu'à l'ouest du souterrain de l'Eygoutier.

Plus loin, en direction du Pin de Galle, une autre lame de phyllades s'ennoie sous le Trias, sans manifestation superficielle de cette tectonique profonde.

Le massif du Pradet qui surgit à l'ESE du massif de Lamalgue, disparaît à l'Est, écaillé par écaillé, au sein des formations permien et triasiques très tourmentées du soubassement de la Colle Noire et du mont Paradis.

À l'est de Toulon se multiplient donc les lames écaillées qui se terminent en biseau dans les terrains de couverture. Ce dispositif, en se généralisant dans cette région, nous conduit vers la zone d'ennoyage des massifs hercyniens de la région toulonnaise.

*
* * *

IV. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LES MASSIFS HERCINIENS

La description des massifs hercyniens de la région toulonnaise montre un dispositif en écailles s'enracinant au Nord sous la couverture sédimentaire.

Sans doute l'autochtonie du matériel hercynien n'existe-t-elle pas partout; mais *toutes les masses chevauchantes de phyllades ont leur origine dans le système écaillé qui s'enracine à l'Est et au Nord.*

L'étalement sur un plan horizontal de certaines écailles de Sicié n'est plus observé à l'Est, dans les secteurs du Mourillon, de Lamalgue, du cap Brun et du Pradet, où les phyllades prennent, en général, une position verticale ou subverticale.

Dans le massif anticlinal de La Seyne, marqué par la brusque disparition des grands déversements des blocs écaillés, nous trouvons les formes de passage entre les deux styles tectoniques définis ci-dessus.

Le développement de ces deux styles, en des points rapprochés de la région toulonnaise, révèle, à l'Est, une aire d'ennoyage et, à l'Ouest, une aire de surélévation d'axe des massifs hercyniens soulevés par un mouvement de fond.

En effet, les blocs de phyllades qui s'ennoient sous la couverture sédimentaire se divisent partout en lames effilées, emballées dans du Carbonifère et du Permien. Ce dispositif observé au nord de la colline des Playes, atteint là sa position la plus septentrionale. Vers l'Est, les lames se multiplient; mais elles disparaissent presque aussitôt, dans des secteurs qui sont de plus en plus orientaux, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la bordure plissée nord-toulonnaise.

Nous touchons donc ici la zone d'ennoyage des massifs paléozoïques toulonnais. Les unités du cap Sicié et de la région de Six-Fours plus développés que celles situées à l'est de Toulon, font partie, dans ce dispositif d'ensemble, d'une aire de surélévation d'axe qui doit vraisemblablement se rattacher à l'Ouest à un important massif paléozoïque maintenant disparu sous les eaux.

CHAPITRE V

TECTONIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

I. — LES UNITÉS PERMIENNES DE LA RÉGION TOULONNAISE

A. GÉNÉRALITÉS

Le Grès bigarré, observable en de nombreux points de la région toulonnaise, délimite, autour des massifs hercyniens, une zone permienne à relief abaissé, dans laquelle s'ouvrent de larges dépressions en grande partie occupées par des alluvions.

Débutant à l'ouest de la vallée de la Reppe, près de Sanary, la bande permienne s'élargit à l'Est, dans le bassin de la gare de La Seyne, pour disparaître plus loin, dans la rade de Toulon, où, sous l'avancée des terrains triasiques de Malbousquet et du Fort Sainte-Catherine, sa largeur sous les eaux doit être très faible. Au nord du port, sous Toulon même, se détache un lobe dans lequel le Permien supérieur forme un dôme entouré par le Trias des pentes du Faron. Plus à l'Est, la bande s'étale dans la dépression de La Valette et de La Garde au milieu de laquelle émerge la ride du Touar et d'où se détachent trois couloirs : l'un, au Nord-Est, très large, borde le massif cristallin des Maures; les deux autres, au Sud-Est, se dirigent vers la rade d'Hyères, par la Moutonne et Carqueiranne, de part et d'autre du petit massif des Oiseaux et du Paradis.

À l'ouest de Carqueiranne, le Permien, qui jusque là occupait le fond des dépressions, s'élève pour donner la colline de la Colle Noire et plus loin, de l'autre côté de la rade, la presqu'île de Saint-Mandrier. Il disparaît de nouveau, à l'ouest des Sablettes, sous les alluvions de la dépression du Pas du Loup.

Le Permien de Toulon a toujours été considéré comme faisant partie du matériel autochtone sur lequel auraient été charriés les phyllades de la « *nappe de Sicié* ». La continuité de la formation par-dessous le Paléozoïque métamorphique paraît, en effet, démontrée par la conformation en larges voûtes des affleurements permien et par l'absence quasi générale, au contact des phyllades, des faciès conglomératiques représentant la base de la formation. Une exception toutefois existe dans la colline des Playes, où affleurent des conglomérats. C'est justement sur elle que É. Haug s'appuyait pour conclure à l'autochtonie du massif.

Bien qu'ayant déjà étudié le Permien dans ses relations avec le Paléozoïque, il m'est apparu nécessaire de rechercher, par un examen plus approfondi de ces formations, les particularités tectoniques pouvant servir à une meilleure compréhension des problèmes qui se posent dans la région toulonnaise.

B. BANDE PERMIENNE AU NORD DES MASSIFS HERCINIENS

1. Vallée de la Reppe et secteur de La Seyne.

La majeure partie des affleurements de Permien de la vallée de la Reppe, près de Sanary, appartiennent au massif des Playes. J'en ai étudié la signification tectonique; aussi ne reviendrai-je pas sur leur description.

En dehors de cette importante zone d'affleurement, le Permien n'apparaît, dans la basse vallée, qu'en un seul point situé 350 mètres à l'est de Sanary, sur la route d'Ollioules. Il se présente sous sa forme schisto-gréseuse rouge; ses bancs inclinés vers le Sud appartiennent au flanc méridional d'une ride anticlinale qui affecte la formation sous la vallée.

Plus à l'Est, en direction de la station de chemin de fer, on décèle par forage, sous les alluvions, des schistes houillers et des grès argileux permien, à l'emplacement même où l'on serait tenté de rechercher le prolongement du Muschelkalk de Notre-Dame-de-Pépiole. Ce dernier est donc bien isolé sur son substratum primaire des Playes; replié en synclinal, il fait partie d'une écaille permo-triasique, et est séparé du Trias qui gît au nord de la gare (station de pompage de la ville de Sanary) par un accident SW-NE prolongeant celui déjà décrit dans le quartier de la Lône.

En recherchant la continuation de cet accident vers le Nord-Est, on aboutit à la zone broyée de la Baume et au système de failles de Saint-Roch, au sud d'Ollioules. Le passage de l'accident dans la vallée de la Reppe, entre les collines de la Baume et de Castellane, est souligné par la surélévation d'axe des plis triasiques, bien visible à l'est de la vallée.

Ainsi, sous les alluvions de la basse vallée de la Reppe, on identifie le prolongement, vers le Nord-Est, de l'écaille de la Lône et de Goringout. Celle-ci, constituée par des phyllades, du Houiller et du Permien, quitte son domaine paléozoïque des Playes pour s'envoyer sous le Trias d'Ollioules qu'elle affecte profondément jusque dans le quartier de Saint Roch.

Au nord de la plaine alluviale de la gare de La Seyne surgissent les trois collines permien, de Gavoty, Piédardan et de Brégaillon.

Dans le mamelon de Gavoty, les grès schisteux et les grès permien, inclinés au Nord, s'envoient tranquillement sous le Trias de la rive gauche de la Reppe qui est en position surélevée par rapport à celui de la rive droite. À Piédardan, le Permien, prenant un pendage de plus en plus orienté au Nord-Est, disparaît encore sous le Trias des quartiers d'Audibert et de Lagoubbran. Mais, la largeur de l'affleurement du Grès bigarré, ainsi que les variations de pendage observées dans le mamelon de Trias inférieur de Lagoubbran, montrent que l'envoie du Permien sous le Trias s'accompagne d'un intense froissement des couches sur la ligne de contact. À Brégaillon, le Permien est constitué par un faciès silicifié qui se localise, dans cette région, au sommet du Permien inférieur. Le brusque changement de pendage, au Sud, de cette formation considérée localement comme l'horizon stratigraphique le plus inférieur, détermine un noyau anticlinal qui s'envoie, au Nord et au Nord-Est, sous les grès schisteux du Permien supérieur de Piédardan et de Gavoty. Par suite d'une remontée d'axe, ce pli s'ouvre vers l'Ouest dans le massif des Playes où apparaissent des niveaux de plus en plus inférieurs.

Le prolongement des phyllades des Playes sous le Permien de La Seyne est un fait démontré par le forage exécuté 1 kilomètre à l'ouest de la gare de cette localité. Les phyllades, rencontrés à la profondeur de 271 mètres, gisent, en effet, à la profondeur normale où nous devrions les trouver si nous prolongions, vers le Nord, la surface de contact qui sépare les terrains métamorphiques de leur couverture, dans la colline de la Millonne, considérée comme une dépendance orientale du massif des Playes.

Le Permien des Playes et celui de La Seyne ont donc même substratum paléozoïque. Le substratum et sa couverture demeurent solidaires; ils participent à la formation d'une vaste écaille qui naît dans le domaine des massifs hercyniens, puis se développe dans la couverture, en donnant un dôme anticlinal qui s'envoie sous le Trias après avoir subi un net mouvement de surélévation.

Ici encore, on note le prolongement, sous les terrains sédimentaires de la région toulonnaise, d'une écaille de Paléozoïque. Le plissement du Permien, dans le compartiment de La Seyne, résulterait des forces de compression exercées par les blocs voisins pendant la mise en place des lames et massifs en écailles.

2. Le dôme permien de Toulon.

Entre les deux avancées de Trias qui descendent jusqu'à la mer, à l'ouest et à l'est de Toulon, se développe un vaste talus d'éboulis qu'entaille, à l'Ouest, la vallée du Las. Le substratum permien de cette dépression, en grande partie caché par les formations récentes, est d'une étude malaisée. On arrive néanmoins à faire des observations intéressantes grâce aux rares affleurements qui crèvent le manteau d'éboulis, mais aussi aux sondages qui l'atteignent en quelques points, dans les zones de reconstruction.

Dans le quartier de la gare de Toulon, le Permien, incliné au Nord-Est, puis au Sud-Ouest, dessine une voûte qui s'enneie, au Nord, à l'Est et à l'Ouest, sous le Trias. Au Sud, où la mer rend impossible toute observation, ce terrain doit se rattacher à la bande permienne qui relie le Brégaillon à la basse vallée de l'Eygoutier.

Au Nord, l'ennoyage se fait sans équivoque, sous le Grès bigarré de Sainte-Anne et du Fort Rouge, à la base du mont Faron.

À l'Est, le Permien confine à une zone où affleurent les marnes sableuses des horizons supérieurs du Grès bigarré. Ces terrains, inclinés au Sud-Est, sont recouverts par les calcaires mésotriasiques de la Colette inclinés d'abord dans la même direction, puis au Nord-Ouest, ce qui entraîne la réapparition du Grès bigarré sur le versant nord de la vallée de l'Eygoutier (affleurement du Fort Sainte-Catherine).

À l'Ouest, le contact du Permien avec le Grès bigarré est impossible à déceler sous les formations quaternaires qui s'accumulent dans la vallée du Las jusqu'au débouché du ruisseau dans la darse de Missiessy. Mais la présence de grès schisteux rouges, sous l'arsenal, laisse supposer que le Grès bigarré, recouvert par les alluvions, borde au Nord-Est la bande de Muschelkalk de l'Escaillon, du Pont-du-Las et du terrain d'exercice de la base maritime.

Sous la ville de Toulon, le Permien dessine donc, au milieu des terrains triasiques, un dôme qui se détache nettement de la bande de Brégaillon et de la vallée de l'Eygoutier. Relié par un pédoncule très court au Permien qui gît sous les alluvions de l'Eygoutier, il vient presque au contact de l'écaille de Paléozoïque de Lamalgue et de l'Aiguillon. Accompagné par des formations triasiques inférieures et moyennes qui restent solidaires de ses horizons supérieurs, il forme la masse principale d'une unité tectonique particulière qu'une faille fortement inclinée au Nord sépare du mont Faron. La nature des terrains que cet accident met en contact anormal (Trias, au Sud; Dogger, Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, au Nord) montre la position surélevée du dôme permien de Toulon, par rapport au massif synclinal du Faron. L'inclinaison de la faille vers le Nord traduit, en outre, un déplacement vertical ascendant des terrains permo-triasiques, sous l'action d'une poussée de fond orientée Nord-Sud.

Ici, encore, nous nous trouvons en présence d'un dôme anticlinal permien (homologue de celui de la dépression de La Seyne) dont le plissement résulterait de la compression latérale des horizons profonds de la couverture sédimentaire demeurés solidaires d'un bloc de Paléozoïque qu'ébranlent des mouvements de fond de plus faible amplitude que ceux qui agitent les compartiments voisins. Au Sud, l'écaille de Lamalgue et de l'Eygoutier forme un obstacle contre lequel viennent buter les terrains permien et triasiques du compartiment tectonique de Toulon. Au Nord, les formations jurassiques et crétacées du mont Faron constituent la serre septentrionale de l'étau dans lequel les couches permien et triasiques se trouvent comprimées. Les terrains du Faron sont certainement superposés aux phyllades d'un compartiment paléozoïque qui n'a pu se manifester à la surface par suite du poids des matériaux sédimentaires faisant pression sur lui, mais dont la présence en profondeur est trahie par le tracé de la faille à la base du Faron.

3. L'anticlinal de Saint-Jean-du-Var.

En contournant par le Sud la croupe synclinale triasique des Forts d'Artigues et de Sainte-Catherine, on rallie la basse vallée de l'Eygoutier dans le quartier du port marchand et de la gare de Provence.

Sous les alluvions du ruisseau gît le Permien que recouvre visiblement, au Nord, le Grès bigarré des Salins et qui s'appuie, au Sud, sur la lame écailleuse de phyllades de l'Eygoutier à laquelle se rattache le lambeau de Houiller du Mourillon. La coupe SE-NW allant du métamorphique au Trias est ici complète; un accident (faille limitant au Nord l'écaille de Lamalgue), caché par les alluvions, réduit considérablement la largeur du Permien.

Le Grès bigarré des Salins incliné au Nord-Ouest donne un affleurement continu qui se développe sur le bord septentrional de la dépression de Saint-Jean-du-Var jusqu'à La Valette, où la faille nord du Faron l'interrompt sans rejet apparent. Sous les poudingues de base, bien visibles dans le quartier de Beaulieu, apparaissent, avec le même pendage NW de 20 à 25°, les formations schisto-gréseuses du Permien supérieur. Sur des bancs psammitiques éotriasiques repose une grande masse de calcaires et dolomies mésotriasiques toujours inclinés au Nord-Ouest. Une faille subverticale, prolongeant vers le Nord-Est l'accident déjà décrit au nord du dôme anticlinal de Toulon, met en contact anormal le Muschelkalk de Beaulieu avec les terrains jurassiques et crétacés de la partie orientale du Faron. Le Permien, coiffé par un vaste lambeau de Trias inférieur et moyen avec lequel il reste intimement lié stratigraphiquement, fait ainsi partie d'une unité tectonique qui est en position surélevée par rapport au Faron. Se prolongeant par-dessous le Trias du Fort d'Artigues, dans le sous-sol de l'agglomération de Toulon, il s'assimile avec le Permien de cette dernière zone, et réagit comme lui aux actions tectoniques profondes que j'ai définies ci-dessus.

Revenons à notre point de départ du port marchand. Nous avons déjà vu qu'en suivant l'écaille de l'Eygoutier, vers le Nord-Est, sur la rive gauche du ruisseau, on aboutit à une série de lames de Paléozoïque qui se terminent en biseau au sein du Muschelkalk. Ces derniers terrains qui n'affleurent nettement qu'à l'est de la lame de phyllades, dessinent, avec le Grès bigarré et le Permien sous-jacents, un synclinal (synclinal des Amoureux).

Une coupe NNW-SSE, menée à travers l'extrémité orientale du promontoire des Amoureux (la Palasse), fait ressortir la structure anticlinale des terrains permo-triasiques de la dépression de Saint-Jean-du-Var (fig. 36 g).

Au Nord-Est, le pli s'atténue sous les alluvions de La Valette. Le Permien non plissé remonte alors vers le Sud-Est où il forme le flanc septentrional d'un nouveau pli anticlinal : *celui de La Garde et des Améniers*.

Au Sud-Ouest, les couches permienues et triasiques ne montrent plus leur disposition anticlinale typique. Ces terrains, en effet, extrêmement tourmentés, se divisent en deux bandes, séparées par une lame de phyllades : l'une, occidentale, formée de couches permienues qui se soulèvent par butée contre le Paléozoïque; l'autre, orientale, comprenant les terrains triasiques du synclinal des Amoureux. Dans ce dispositif, les phyllades apparaissent, au Nord-Est, comme éjectés dans l'axe de l'anticlinal de Saint-Jean-du-Var-la Palasse. Ce pli, encore apparent au point où les phyllades commencent à surgir au sein du Trias (fig. 36 e), n'est plus représenté au Sud-Est (fig. 36 d) que par son flanc occidental, considérablement réduit au contact de la lame de terrains paléozoïques de l'Eygoutier.

Les terrains permienues et triasiques de la Palasse et de Saint-Jean-du-Var se plissent donc sous l'action exclusive d'une poussée venue du fond. Au nord-est des Amoureux, c'est-à-dire dans l'aire d'ennoyage du pli de fond, l'anticlinal se présente encore sous une forme souple caractéristique. Au Sud-Ouest, la surrection des blocs écailleux de Paléozoïque, dans la zone de surélévation d'axe du même pli de fond, provoque une dislocation de l'anticlinal de la Palasse avec

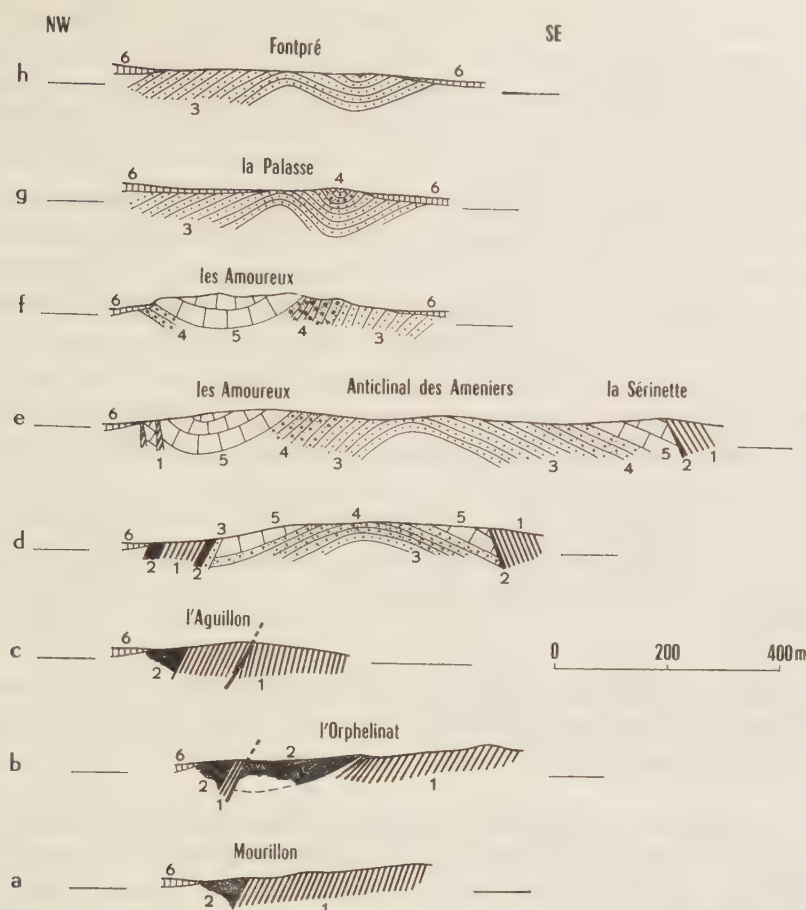


FIG. 36. — Coupes en séries entre le Mourillon et la Palasse

1. Phyllades. — 2. Houiller. — 3. Permien. — 4. Grès bigarré. — 5. Muschelkalk. — 6. Alluvions.

suppression de son flanc oriental. Le synclinal triasique des Amoureux, pris en écharpe par la lame de l'Eygoutier, disparaît à son tour, au contact des phyllades.

Ainsi se précise, dans ce secteur, le rôle joué par le substratum dans le plissement des couches permienues et triasiques qui lui sont directement superposées. Ces plis, « plis de revêtement », ont une forme spéciale que l'on ne retrouve pas au Nord, dans la couverture secondaire.

C. MASSIFS PERMIENS COMPRIS DANS LE DOMAINE DES MASSIFS HERCINIENS

1. L'anticlinal des Ameniers.

Le Grès bigarré du promontoire de la Palasse forme, au sud de la colline des Amoureux, une bande orientée ENE-WSW. Les poudingues de base, fortement inclinés, reposent au Sud-Est sur les schistes gréseux du Permien de la dépression des Ameniers et supportent au Nord-Ouest les calcaires mésotriasiques du synclinal des Amoureux.

À l'Ouest, l'affleurement éotriasique, s'infléchissant nettement vers le Sud, puis le Sud-Est et l'Est, enveloppe le Permien des Ameniers.

Ce Grès bigarré, dont le pendage s'oriente, en chaque point de l'affleurement, vers l'extérieur de l'affleurement permo-triasique, dessine la terminaison périclinale ouest d'un pli anticlinal à noyau permien : l'*anticlinal des Ameniers*. Le flanc septentrional du pli se prolonge dans la colline du Touar, au nord de La Garde, puis dans les collines du Château de la Pauline et de Pierrascas. Dans ces deux derniers reliefs, les bancs de Permien inclinés au Nord-Ouest supportent directement, sans variations de pendage notables, le Grès bigarré du soubassement du Coudon : ce fait constitue encore une preuve de l'ennoyage, sous la plaine alluviale de La Valette, du pli anticlinal de Saint-Jean-du-Var. Le flanc sud, visible jusqu'au quartier du Ralliement, au nord-ouest du Pont de la Clue, disparaît, plus à l'Est, sous les alluvions de la dépression de l'Eygoutier. Des observations faites lors de travaux de creusement ou d'approfondissement de puits, permettent néanmoins de tracer, sous la plaine du Pradet, la ligne de contact du Permien avec le Grès bigarré. Celle-ci, passant au nord du Clos Augusta, puis sous les premières maisons du Pradet, s'infléchit vers le Nord-Est en direction du Château Lavoute et du Néoulér, où elle se raccorde, probablement par une faille, avec la base du Trias inférieur du versant nord du mont Paradis. Dans l'axe de l'anticlinal, gisent les phyllades de l'Estagnol. Ces phyllades, enracinés, se relient aux Maures, par les massifs paléozoïques d'Hyères; c'est ainsi que É. Haug a pu écrire avec raison : « Tout le massif des Maures résulte de l'élargissement indéfini et de la remontée progressive vers l'Est de l'anticlinal des Ameniers ».

Complétant la série permienne et éotriasique, nous trouvons, dans le secteur des Ameniers, des lambeaux de Muschelkalk souvent limités, à la partie externe du pli, par un contact anormal qui les sépare des compartiments de phyllades de Lamalgue et du cap Brun.

Les calcaires constituant ces lambeaux suivent, en pendage et en direction, les bancs du Grès bigarré. Épousant la forme synclinale du pli des Amoureux, ils prennent, dans la hauteur de la Chartreuse, un pendage uniforme vers le Nord-Ouest, puis vers l'Ouest. Après leur disparition au Sud-Ouest, sur une centaine de mètres environ, ils reparaissent au col de la Sérinette, avec un pendage nettement orienté au Sud.

Le Muschelkalk appartient bien à l'anticlinal des Ameniers dont il souligne encore davantage, par la disposition de ses couches, la terminaison périclinale, à l'Ouest. Mais son comportement au contact des phyllades empêche d'admettre son ennoyage sous les massifs de Paléozoïque qui le bordent au Sud-Ouest, à l'Ouest et au Nord-Ouest. Son contact par faille subverticale avec la lame écailleuse de Lamalgue et de l'Aguillon est un fait démontré par la montée éjective de cette dernière dans les terrains triasiques, montée qui se traduit par un accident rectiligne prenant en écharpe le synclinal des Amoureux. L'interruption de ses bancs au Sud-Ouest contre les phyllades se déduit de la forme et de la position de la faille qui le sépare du compartiment écailleux de Paléozoïque. Cet accident, donnant une surface de contact anormal sur laquelle se renversent légèrement les phyllades et schistes houillers du flanc nord de l'anticlinal du cap Brun, a en effet un tracé rectiligne trahissant le caractère extrusif de la masse de terrains métamorphiques; orienté ESE-WNW, il s'interrompt brusquement avec une incidence de 70° E, contre l'écaille de Lamalgue. Il n'y a pas « continuité » des deux surfaces de contact anormal, comme le fait ressortir la carte au 50 000^e, mais « rencontre » de deux accidents convergents vers l'Ouest. Entre les deux surfaces de contact anormal se trouvent enfermés des terrains permien et triasiques qui se plissent en anticlinal.

L'anticlinal des Ameniers apparaît encore comme une unité tectonique dont le plissement résulterait de la compression latérale, entre deux blocs de Paléozoïque, de couches de terrains sédimentaires demeurées solidaires d'un compartiment agité par des mouvements de fond. Ces mouvements s'accroissant vers l'Est, font sortir de l'anticlinal les écailles qui engendrent le massif des Maures.

2. Le soubassement du mont des Oiseaux et du mont Paradis.

Le Permien du versant sud de l'anticlinal des Ameniers se prolonge vers l'Est par-dessous les alluvions de la dépression de l'Eygoutier, jusque dans la dépression qui borde au Nord le massif du Paradis et des Oiseaux. Dans ce secteur, les bancs de grès et de schistes rouges, inclinés au Sud-Ouest, reposent sur les phyllades de l'Estagnol et de Saint-Jean et supportent les formations triasiques et jurassiques du Paradis et des Oiseaux. La continuité des affleurements, d'abord interrompue par une faille au sud de la Moutonne, redevient normale à l'Est jusqu'au col du Serre. La limite entre le Grès bigarré et le Permien suit alors la courbe de niveau + 70, et le pendage des couches, s'orientant toujours au Sud-Ouest, oscille autour de 20-25°.

À partir du col du Serre, le substratum permien et éotriasique est plus tourmenté. Le Grès bigarré, qui s'élève jusqu'à la cote + 100 à la Gaïte et à Copiane, dessine sur son front une frange synclinale dans laquelle sont conservés les lambeaux de calcaires mésotriasiques du Serre, de la Maunière et de Copiane. Des failles orientées NNE-SSW ou NW-SE affectent ces terrains sans rejets importants. L'une d'elles, *la faille de la Maunière*, revêtant la forme d'un accident de compression, traverse tout le massif jusqu'au vallon de la Martine, au nord-ouest de Carqueiranne. Contre elle viennent buter, à l'Est, les terrains triasiques et jurassiques du mont des Oiseaux.

À l'est de Copiane, les couches permien et éotriasiques subissent un net changement de direction vers le Sud. Leur pendage devient est-ouest et leur ligne de séparation s'abaisse à la cote + 70. Les collines de Costebelle et de l'Almanarre ne révèlent aucun mouvement tectonique important. Le Permien qui en constitue le soubassement disparaît sous les limons de pentes et les alluvions de Palivestre et des Pesquiers, où sa présence a été reconnue par un forage exécuté dans le quartier de la Capte, 800 mètres au sud des Salins. Là, à 56 mètres de profondeur, le Permien a été rencontré, gisant sous des formations limoneuses de pentes d'origine continentale et sous des formations fluvio-marines. Le contact de ce Permien avec les phyllades a pu, en outre, être tracé quelques centaines de mètres au sud de cet ouvrage, grâce à un autre forage qui a atteint, à la cote — 50, les schistes sériciteux de la série métamorphique de la presqu'île de Giens.

À l'ouest de Saint-Salvador, le Permien et le Trias inférieur, inclinés au Nord-Est, forment sur le versant sud-ouest du mont des Oiseaux, une bande continue, seulement affectés par la faille du vallon de la Martine, déjà signalée. Le contact du Grès bigarré avec le Muschelkalk passe insensiblement de la cote + 70, à Saint-Salvador, à + 40 dans l'axe du vallon de la Martine; il remonte ensuite à + 70 au Château de Richet pour descendre, 800 mètres plus loin, à + 50, avant de disparaître sous les alluvions de la dépression des Plaines.

Si, à partir de ce point, nous recherchons le prolongement vers l'Ouest et le Sud-Ouest de la bande éotriasique du soubassement du mont Paradis, nous sommes tentés de franchir la dépression des Plaines et d'établir un raccord avec le Grès bigarré de la Règue, sur le versant nord-ouest du massif de la Colle Noire.

Mais, alors qu'il est facile de constater la parfaite continuité entre le Permien du mont Paradis et celui de la Colle Noire, aucune relation semblable, concernant le Grès bigarré, ne peut être établie. Celui-ci, en effet, solidaire du Muschelkalk, participe à la formation de deux unités tectoniques bien distinctes, situées de part et d'autre d'un accident important, la *faille de l'Artaude*, visible sur le versant nord du massif de phyllades de la Bayette.

Au Nord, j'ai pu, grâce aux travaux de forage et d'approfondissement de puits, rendus nécessaires par l'extrême sécheresse des années 1952, 1953, 1954, dresser la carte des terrains sur lesquels reposent les alluvions de la plaine du Pradet (fig. 37). Là, en effet, recouverts par des limons gris et noirs à Gastéropodes terrestres, gisent des formations triasiques qui se raccordent directement aux horizons de même âge du mont Paradis. Ces terrains dessinent un synclinal dissymétrique à flanc nord faiblement incliné et à flanc sud redressé, réduit par laminage sur le trajet de la faille de l'Artaude; les marnes, cargneules et gypses du Keuper combtent la cuvette synclinale jusque sous la plaine de la Foux.

Ce synclinal, que je désigne sous le nom de *synclinal triasique du Pradet*, se prolonge vers l'Ouest en direction de la plage du Pin de Galle. D'abord réduit au seul terme inférieur du Trias, il s'ouvre de nouveau à l'approche du rivage, bordant toujours, au Nord, le massif de phyllades. Son flanc nord est bien représenté par le Grès bigarré faiblement incliné du Clos Augusta; son flanc sud comprend les lames de Trias inférieur et de Permien qui se dressent au contact des phyllades; sa charnière est occupée par les calcaires du Muschelkalk. La faille qui sépare ces terrains du massif paléozoïque du Pradet est le prolongement vers l'Ouest de l'accident de l'Artaude que nous avons vu naître, à l'Est, dans le Permien du Château de Richet.

Ainsi, le Grès bigarré du soubassement du mont Paradis est relié souterrainement à celui du synclinal du Pradet. Redressé et laminé au contact des phyllades, il réapparaît avec un développement normal dans la zone plus tranquille du Château de Richet. Dans ce dispositif, *le massif du Paradis et des Oiseaux représente la partie épanouie vers l'Est du synclinal dissymétrique du Pradet*.

Au sud de la route de Carqueiranne, dans le quartier des Plaines, les Trias inférieur et moyen appartiennent à une unité tectonique qui se distingue de la précédente par sa structure extrêmement tourmentée. Dans ce secteur, limité au Nord par la faille de l'Artaude et au Sud par l'affleurement de Grès bigarré de la Règue, on n'observe aucune déformation synclinale ni anticlinale. Le Trias inférieur et le Muschelkalk, littéralement hachés par des accidents verticaux, forment des compartiments chaotiques que séparent des coins de phyllades, issus du massif du Pradet. Tous ces terrains redeviennent tranquilles, à l'Est, dès que l'on sort de la zone affectée par le massif paléozoïque. C'est alors que l'on peut observer la parfaite continuité du Permien et du Trias inférieur, entre le mont Paradis et le massif de la Colle Noire.

Le Permien et le Grès bigarré de la dépression périphérique du massif du Paradis et des Oiseaux dessinent donc une cuvette synclinale de forme ovale à grand axe orienté SE-NW, dans laquelle sont conservés les terrains jurassiques d'un témoin de couverture sédimentaire.

Relativement tranquilles jusqu'au Château de Richet, les bancs de Permien et de Grès bigarré sont affectés, à l'Ouest, par des accidents verticaux liés à la présence, dans le voisinage, d'un massif écaillé de terrains paléozoïques. Le synclinal du Pradet, qui prolonge à l'Ouest celui du mont Paradis, subit un changement de direction vers l'WNW puis vers l'WSW, qui lui fait épouser la forme arquée du massif paléozoïque. Son flanc sud, redressé contre les phyllades, est fortement réduit par laminage; il n'apparaît, dans l'anse du Pin de Galle, que sous la forme d'une lame de Grès bigarré et de Permien, coincée entre les phyllades et le Muschelkalk.

Dans la zone de Siboine et de la Règue, à l'extrémité orientale du massif du Pradet, un lambeau de la couverture triasique, séparé du soubassement du mont Paradis par la faille de l'Artaude et des Plaines, réagit bien différemment. Enfermé dans l'aire de pénétration des lames de phyllades, il se disloque et se fragmente. Au Sud, une bande de Grès bigarré et de Muschelkalk, échappant à l'action brutale du pli de fond, se plisse en synclinal.

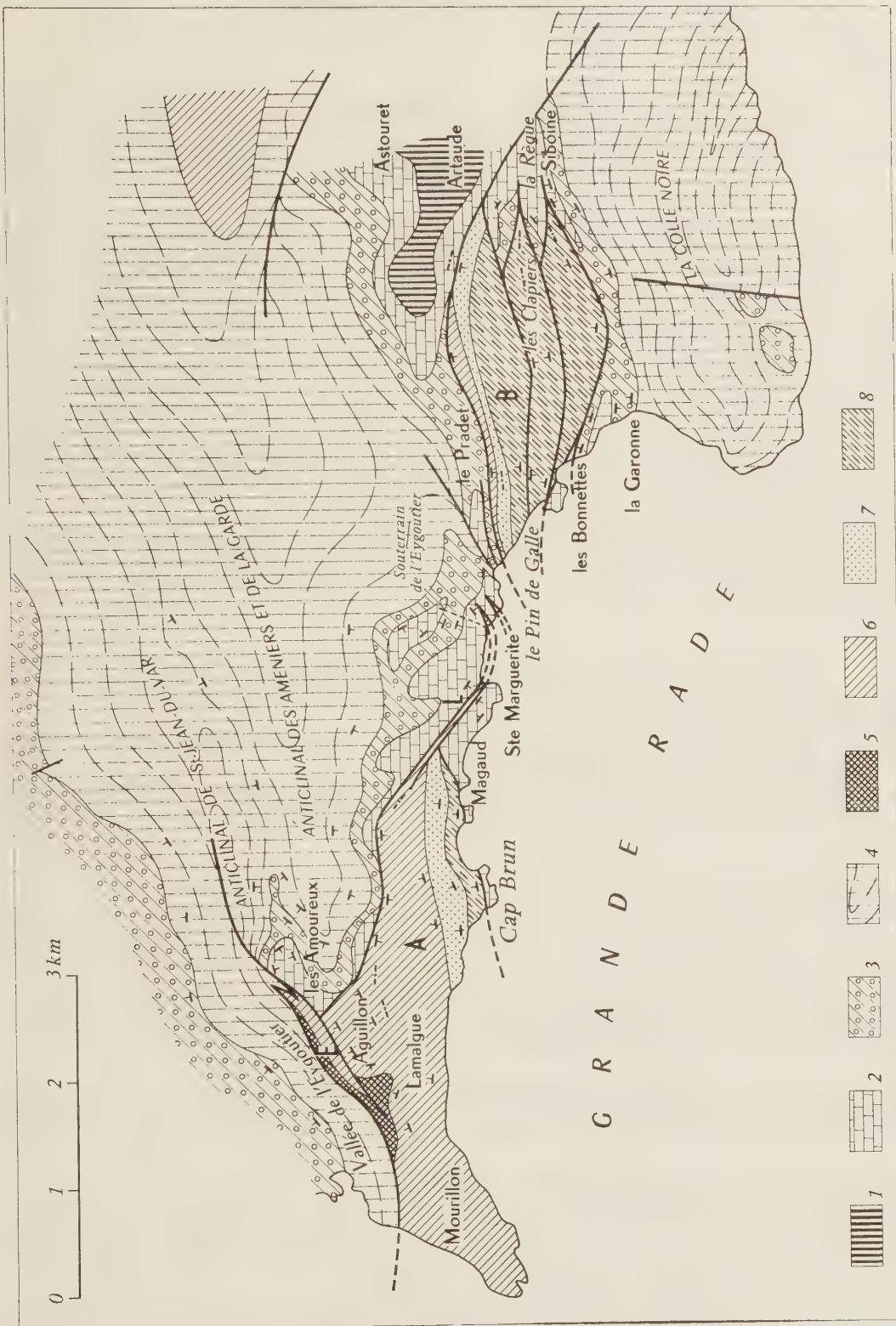


FIG. 37. — Les unités structurales de la région à l'est de Toulon

1. Keuper. — 2. Muschelkalk. — 3. Grès bigarré. — 4. Permien. — 5. Houiller. — 6. Phyllades supérieurs de Six-Fours. — 7. Quartzites. — 8. Phyllades inférieurs de Six-Fours. — A. Massif de Lamalque. — B. Massif du Pradet. — E. Écaille de la vallée de l'Eygoutier. — L. Lane de Sainte-Marguerite et du souterrain de l'Eygoutier.

Remarque : Dans le massif du Pradet (B), on n'a pas distingué les différentes formations de la série de Six-Fours.

3. Le massif de la Colle Noire et la presqu'île de Saint-Mandrier.

a. Le massif de la Colle Noire.

Le massif de la Colle Noire est un relief orienté ENE-WSW (point culminant au fort : 295,4) qui se termine à l'Ouest sur la côte escarpée du cap de Garde de Carqueiranne. Ce cap, faisant face au cap Cépet, à l'extrémité orientale de la presqu'île de Saint-Mandrier, ferme, à l'Est, la Grande Rade de Toulon.

Les formations permienues, représentées par des grès fins et grossiers, jaunes et lie-de-vin, des arkoses claires et des schistes rouges et verts, constituent la plus grande partie du massif. Sur ces terrains, qu'envahissent des roches éruptives basiques distribuées en filons ou en laccolithes, avec traînées interstratifiées de roches silicifiées d'origine fumerollienne, repose le Trias inférieur représenté par son conglomérat de base et ses grès rouges psammitiques alternant avec des argiles aux teintes rouges toujours vives. Sur toute l'étendue de la Colle Noire, on observe la transformation du conglomérat à pâte quartzueuse en une roche quartzique homogène. En certains points même, des bancs entiers de ce faciès détritique sont transformés en quartzite (les galets et la pâte participent à la formation de cette roche compacte très dure). Le ciment siliceux recristallisé s'imprègne alors de sulfures métalliques cuivreux, qui s'altèrent *in situ* en malachite et azurite.

La Colle Noire est un brachyanticlinal complexe dont la forme générale nous est donnée par la distribution du Grès bigarré et des horizons moyen et supérieur du Permien, bien distincts sur toute l'étendue du massif.

La dépression du Grand Vallat, à l'ouest de Carqueiranne, est entièrement creusée dans le Permien supérieur formé de grès, de schistes et de grès schisteux rouge vif inclinés au Nord-Est. Cette formation, conservant le même pendage, se prolonge à l'Est, dans le substratum du mont des Oiseaux.

Au sud-ouest du Château de Richet, le Permien supérieur schisteux incliné au Nord-Ouest donne les dépressions de la Règue et de Berthière conduisant à la plage de la Garonne.

Sur les flancs nord-ouest et nord-est du massif de la Colle Noire, le Permien supérieur, constitué de terrains relativement tendres, forme une auréole déprimée entre le Grès bigarré, sous lequel il s'ennoie, et le Permien moyen, sur lequel il repose.

À partir de la plage de la Garonne, poursuivons notre examen à travers le cap, en direction de l'ancienne mine. Nous voyons d'abord affleurer exclusivement les grès clairs ou légèrement teintés du Permien moyen, inclinés au Nord au Collet du Pastre, à l'WNW au Collet Redon et au Sud-Ouest sous la batterie de Carqueiranne. Le pendage s'atténue vers l'Est pour devenir subhorizontal sous l'ancienne mine de cuivre et sur les premiers contreforts de la colline de la Colle Noire. À la faveur de ce changement de pendage, nous remontons dans la série sédimentaire. Nous observons alors, au-dessus des grès clairs, les schistes du Permien supérieur et les poudingues du Grès bigarré. Une faille orientée sensiblement Nord-Sud interrompt brusquement à l'Est le développement de ces formations. L'ensemble dessine alors une demi-voûte anticlinale qui s'ennoie, à l'Ouest, sous la mer.

Toute la partie du massif de la Colle Noire qui s'étend à l'est de la faille, entre la dépression du Permien supérieur et la mer, est constituée par les grès, arkoses et schistes lie-de-vin du Permien moyen.

Les levés n'ont pas confirmé la présence du Grès bigarré, sur la crête de la colline ⁽¹⁾. Si cette formation apparaît en dehors de sa zone d'affleurement sur la bordure du massif, c'est seulement sous la forme d'une petite lame synclinale de poudingues, pincée dans les schistes rouges, au bas du versant nord, près du barrage occidental du domaine de Richet.

Cette grande masse de grès permien est très tourmentée dans le détail; on y observe de nombreuses failles, quelquefois envahies par des montées de laves basiques, ainsi que des variations

⁽¹⁾ Observation faite par J. Vuillet (Diplôme d'Ét. sup., Marseille, 1954).

de pendage dues, en quelques points, à l'intrusion des matériaux volcaniques. Malgré ces quelques complications, on arrive à reconnaître, dans ce massif, une structure anticlinale à charnière orientée Est-Ouest.

Une première zone, très étalée à l'Est, entre la Grande Bastide et les Batarelles, mais amincie à l'Ouest, entre les promontoires de la batterie nord de la Colle Noire et du Fortin de Garavesse, peut être définie comme le noyau du pli. Les pendages, en effet, y passent de Nord-Ouest ou Nord à Sud-Ouest, et la masse des grès qui la constitue, profondément injectée de produits volcaniques, forme un ensemble qui se distingue parfaitement des horizons supérieurs des flancs nord et sud de l'anticlinal. Le relèvement progressif des couches vers l'ESE montre une surélévation d'axe dans cette direction. Le pli de la Colle Noire, interrompu par la mer, se prolonge donc parallèlement à l'axe du synclinal du mont Paradis et du mont des Oiseaux, en direction des tombolos de la presqu'île de Giens, sous lesquels nous savons que le Permien entre en contact avec le massif de phyllades le plus méridional de la région toulonnaise.

Le flanc nord du pli représente un développement en arc de cercle centré sur le secteur volcanique du Péron et de Canebas. Conservant une allure tranquille dans sa partie nord-ouest comprise entre le Collet du Pastre et la Guillaumière, il présente une structure tourmentée, au Nord, dans le haut bassin du ruisseau de la Règue. Là, par suite d'un brusque changement de direction des bancs gréseux vers le Sud-Est, il se produit un froissement de couches affectant à la fois le Permien et le Trias. Dans l'un des replis synclinaux gît une lame étroite de poudingues éotriasiques. Plus loin, vers le Sud-Est, la série permienne qui s'enneie sous le Trias du mont Paradis redevient tranquille, mais seulement dans ses horizons supérieurs.

Le flanc sud, formant le versant du Bau Rouge, est représenté par des grès et des schistes à injections interstratifiées de silice fumerollienne. Le rejet de la faille de la mine se réduisant vers le Sud, on passe ici insensiblement des formations du flanc sud de l'anticlinal de la Colle Noire à celles du sommet du dôme de la pointe de Carqueiranne.

Le massif de la Colle Noire présente donc la forme d'un pli anticlinal dont la partie orientale aurait subi une surélévation d'axe provoquée par un mouvement de bascule vers le Sud. Ce mouvement, impliquant une poussée nord-sud, pourrait avoir pour origine la mise en place du massif du Pradet au sein des formations de la couverture sédimentaire. Dans cette évolution tectonique, le compartiment de phyllades, dont la presqu'île de Giens constitue un vestige, aurait fonctionné comme butoir.

b. La presqu'île de Saint-Mandrier.

La presqu'île de Saint-Mandrier, formée essentiellement de grès, arkoses et schistes lie-de-vin est un anticlinal de Permien moyen qui s'enneie à l'Ouest sous les formations schisteuses rouges du Permien supérieur de la dépression du Pas du Loup.

Presque entièrement entourée par la mer, elle ne présente pas, avec les unités tectoniques voisines, de relations suffisantes pour que nous puissions définir le jeu des actions tectoniques qui en commandent l'édification.

Nous savons, pourtant, par l'étude du contact anormal des Moulières, que sa forme en voussoir dans le secteur du Pas du Loup, résulte de la mise en place des massifs de terrains paléozoïques de la région toulonnaise.

Mais quels sont les massifs qui, par leur déplacement au sein de la couverture sédimentaire, ont donné l'impulsion nécessaire à un tel plissement? Inutile d'envisager la participation active localisée de l'écaillage du cap Sicié : les écailles issues de ce massif ayant, en effet, subi, dans la région des Moulières, les mêmes déformations que les terrains sédimentaires chevauchés, on ne peut admettre qu'elles sont la cause d'un mouvement de terrains dont elles supportent les effets postérieurement à leur mise en place. Reste l'action des autres massifs de phyllades (La Seyne, Lamalgue

et le Pradet) situés au nord de la faille de Balaguier, le cap Brun, les Bonnettes. La rade de Toulon cachant des structures qui pourraient être utilement interprétées, je vais, pour éclairer cette étude, procéder par comparaison des différentes unités tectoniques décrites de part et d'autre de la rade.

Si nous admettons :

1° que le pli anticlinal de la Colle Noire se prolonge vers l'Ouest dans la presqu'île de Saint-Mandrier;

2° que les calcaires triasiques de Tamaris se retrouvent dans la même position tectonique au cap Brun;

3° que le massif de phyllades du Pradet se continue dans la Grande Rade, en direction de l'Ouest, et non dans le système d'écaillles de Sainte-Marguerite et de l'Eygoutier (fig. 37);

nous voyons que le contact anormal marquant, sous les alluvions du quartier de la Maurelle, au sud de La Seyne, le brusque passage du Permien au Trias moyen résulterait de la fusion des deux accidents qui limitent au Nord et au Sud, le massif du Pradet.

Le Permien de la presqu'île de Saint-Mandrier, séparé du Muschelkalk de Tamaris par un accident qui s'ouvre vers l'Est pour laisser apparaître le bloc paléozoïque du massif du Pradet, occupe donc une position tectonique analogue à celle de la Colle Noire. Son plissement en large voussoir résulterait de la poussée Nord-Sud qui s'exerce sur un compartiment de Permien coincé entre deux massifs de phyllades agissant, l'un comme butoir (massif maintenant recouvert par les eaux, dont Giens représente un vestige), l'autre comme masse de poussée (massif du Pradet, relayé à l'Ouest par celui de La Seyne). Ce plissement anticlinal, dû à une action tectonique plus tardive que celle à laquelle doit être attribuée la mise en place définitive des écaillles de Sicié, aurait provoqué la déformation de la surface de contact anormal située à la base des écaillles de Janas et des Moulières.

D. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Ainsi que je l'annonçais dans le préambule de ce chapitre, les zones permienues renferment des particularités qui éclairent considérablement sur la tectonique des massifs hercyniens de la région toulonnaise.

Ce qui frappe d'abord c'est la structure anticlinale des unités permienues comprises dans la zone soumise à l'influence tectonique des massifs hercyniens. En généralisant ainsi, je considère à part : 1° l'aire synclinale du mont des Oiseaux et du mont Paradis, qui échappe à cette influence; 2° le Permien des Playes qui réagit directement à l'écaillage du substratum paléozoïque.

Partout, la couverture permienne divisée en compartiments participe, avec les blocs de phyllades qu'elle recouvre et quelques fragments de Trias inférieur et moyen qu'elle entraîne dans ses déplacements, aux mouvements de fond du substratum hercynien. Les plis qui l'affectent prennent alors la forme de véritables « plis de revêtement ».

Au nord des massifs hercyniens, l'écaillage du substratum s'étend sous la couverture sédimentaire, ainsi que le montre la structure de la colline des Playes. Mais le poids des sédiments étant irrégulièrement réparti, le déplacement de chaque bloc s'effectue avec une amplitude très inégale d'un compartiment à l'autre. Échappant à la contrainte d'une couverture qui devient de moins en moins puissante vers le Sud, les compartiments de La Seyne et de Toulon s'élèvent. Gênées au Nord par les masses sédimentaires qui reposent sur elles, *les couches permienues se plissent au Sud par butée contre les massifs paléozoïques de Six-Fours et de Lamalgue, lesquels s'érigent en horsts.*

Entre les massifs de phyllades éjectés au sein de la couverture sédimentaire, le Permien se bombe par compression latérale. Au contact des compartiments paléozoïques, on observe souvent un repli synclinal affectant le Permien et le Grès bigarré, mais rarement le Muschelkalk.

Ce comportement des terrains sédimentaires au contact des phyllades permet d'établir un lien entre le phénomène de mise en place des écaillés de terrains métamorphiques et l'importance des contraintes créées par la couverture sédimentaire.

Dans les secteurs profondément érodés (Sicié et Six-Fours), la surrection des massifs paléozoïques a provoqué, sur le trajet des contacts anormaux, le plissement synclinal des terrains de couverture. Les plis, étroits et couchés, présentent souvent un flanc inverse écaillé, sur lequel ont cheminé librement les phylladés (pli des Moulières).

Sous une couverture plus puissante, les surfaces de contact anormal sont verticales ou sub-verticales. Une éjection brutale des phyllades a fait disparaître, à l'emporte-pièce, les terrains sédimentaires qui reposaient sur eux; mais sur le trajet des accidents de bordure sont abandonnés des lambeaux de Houiller, de Permien et de Grès bigarré (Lamalgue, cap Brun et extrémité occidentale du massif du Pradet). Une éjection moins brutale s'éteignant dans une couverture épaisse a provoqué de larges plissements sur les bords des massifs (synclinal du Pradet), avec dislocation chaotique des terrains dans les zones de pénétration des coins écaillés (extrémité orientale du massif du Pradet).

Ainsi, au moment de la mise en place des massifs paléozoïques, le secteur toulonnais devait avoir l'aspect d'une aire assez profondément érodée. À l'Ouest, la couverture avait été supprimée jusqu'aux phyllades. À l'Est, une importante masse de terrains sédimentaires, dont le massif des Oiseaux et du Paradis est un vestige, devait subsister à la faveur d'un enfoncement local du substratum.

Sous l'influence de contraintes inégalement réparties, les phénomènes tectoniques ont eu un déroulement plus ou moins prolongé.

Dans la partie presque entièrement dénudée du cap Sicié, l'écaillage s'est développé librement à la surface du sol, dans une phase précoce, mais de longue durée.

Sous une couverture plus épaisse (La Seyne, Lamalgue, Le Pradet), les phyllades ont donné des blocs et des lames verticales dont la rapide mise en place s'est faite après un temps de préparation assez long. C'est alors que se sont plissées les aires permienncs coincées entre les compartiments écaillés, et que se sont déformées les écaillés de phyllades qui avaient déjà cheminé sur le Permien (phyllades des Moulières).

Sous la masse pesante du mont des Oiseaux et du Paradis, l'écaillage du substratum s'éteint en donnant un faisceau de lames se terminant en coin au sein du Permien et du Trias. Finalement, la poussée de fond qui s'exerce néanmoins sur le matériel paléozoïque fait sortir, au nord du mont des Oiseaux, dans une zone plus profondément érodée, une masse anticlinale de phyllades qui se développe vers l'Est dans le massif des Maures.

*
* * *

II. — ZONE TRIASIQUE À L'OUEST DE TOULON ET BASSIN DE BANDOL

A. GÉNÉRALITÉS

À l'ouest de Toulon, au-delà de l'ancienne vallée du Las, s'élèvent des reliefs calcaires allongés, elliptiques ou en dômes, dans lesquels on reconnaît partout la présence du Trias moyen.

Ces collines de Muschelkalk, apparaissant comme des moignons au-dessus des dépressions souvent envahies par des alluvions, mais à fond constitué par le Keuper, se groupent en une bande large de 1 à 1,8 kilomètre qui épouse exactement la forme arquée du dôme permien de La Seyne.

La bande de terrains triasiques, coincée entre les dômes de Toulon et de La Seyne, s'oriente d'abord SE-NW jusqu'à la hauteur de Dumonceau. À partir de ce point, elle s'infléchit vers l'Ouest en s'intercalant, jusqu'à la vallée de la Reppe, entre le flanc nord du dôme de La Seyne et les contre-forts les plus méridionaux du chaînon du Croupatier.

À l'ouest de la Reppe, dans le secteur d'Ollioules, la bande triasique se divise en deux branches : l'une, au Nord, prolongeant sans interruption la zone d'affleurement de la région de Toulon; l'autre, au Sud, donnant, après avoir disparu sous les alluvions de la Reppe, le promontoire calcaire de Portissol. Entre ces deux branches de terrains triasiques, qui s'écartent vers l'Ouest en formant un grand V, se creuse une dépression synclinale occupée par le Jurassique et l'Oligocène. C'est le *bassin de Bandol* que la mer envahit dans sa partie la plus déprimée.

L'apparente tranquillité du bassin que fait ressortir la distribution des affleurements de Trias et de Jurassique autour de la dépression synclinale est détruite, à l'ouest de Bandol, par une ride anticlinale à charnière de Keuper (*anticlinal de la Moutte*), qui isole un fragment de cuvette auquel Haug a donné le nom de *cuvette d'Alon*.

Dans l'ensemble, le secteur étudié dans ce chapitre n'a donné lieu à aucune discussion particulière après les travaux de M. Bertrand. Depuis que, en effet, est acceptée et vérifiée, l'interprétation tectonique du charriage du lambeau du Beausset, tous les auteurs admettent que le lambeau de recouvrement est issu du secteur de Bandol, au sud du Gros Cerveau, et tous voient dans la bande triasique septentrionale, la racine de la nappe dont dépend ce lambeau.

Mais lorsqu'on cherche à définir le mécanisme de la mise en place du matériel de recouvrement, on est considérablement gêné par la forme géométrique que prennent les déformations de la couverture, si on les déduit des seuls renseignements donnés par les documents existants. C'est dans le but de préciser cette importante question, que j'ai entrepris une étude de détail. Je définirai, notamment l'accident qui limite, au Nord, le compartiment jurassique de la cuvette d'Alon, accident attribué par Haug au passage, par-dessus ces terrains, de la nappe de phyllades de Sicié.

B. LES COLLINES TRIASIQUES À L'OUEST DE TOULON

Ces collines qui nous conduisent de la darse de Missiessy, dans la rade de Toulon, à la vallée de la Reppe, dans la région d'Ollioules, ont été minutieusement décrites par Haug (1925, p. 143). La description générale que donne cet auteur de l'ensemble est d'une fidélité qui doit emporter l'adhésion de tous. Il s'agit bien, en effet, d'un « faisceau de plis qui traverse la Reppe à Ollioules, avec une direction ouest-est, s'infléchit brusquement au Sud-Est, à l'approche de la plaine de Toulon, et, après s'être enrichi de nouveaux plis de direction nord-sud, voire NE-SW, conserve sa direction jusqu'à la petite rade de Toulon, où il disparaît sous les eaux ».

Mais, dans cette description, il n'est pas fait état du comportement du Trias par rapport aux unités tectoniques voisines, ni, surtout, de certaines formes structurales qui permettent de faire de l'affleurement triasique à l'ouest de Toulon, une unité particulière sans équivalent, à l'Est, dans le secteur décrit sous le nom de dôme permien de Toulon.

Il y avait là une lacune qu'il était désirable de combler pour comprendre la tectonique d'ensemble de la région toulonnaise.

Considérons l'affleurement triasique divisé en ses trois tronçons principaux (fig. 38) :

- tronçon oriental, SE-NW, groupant les collines de Lagoubran, de Malbousquet et de l'Escaillon;
- tronçon occidental, est-ouest, formé des collines d'Ollioules, de Castellane et de Darboussan;
- tronçon central, intermédiaire entre les deux précédents, englobant les collines de la Panagia et de Dumonceau.

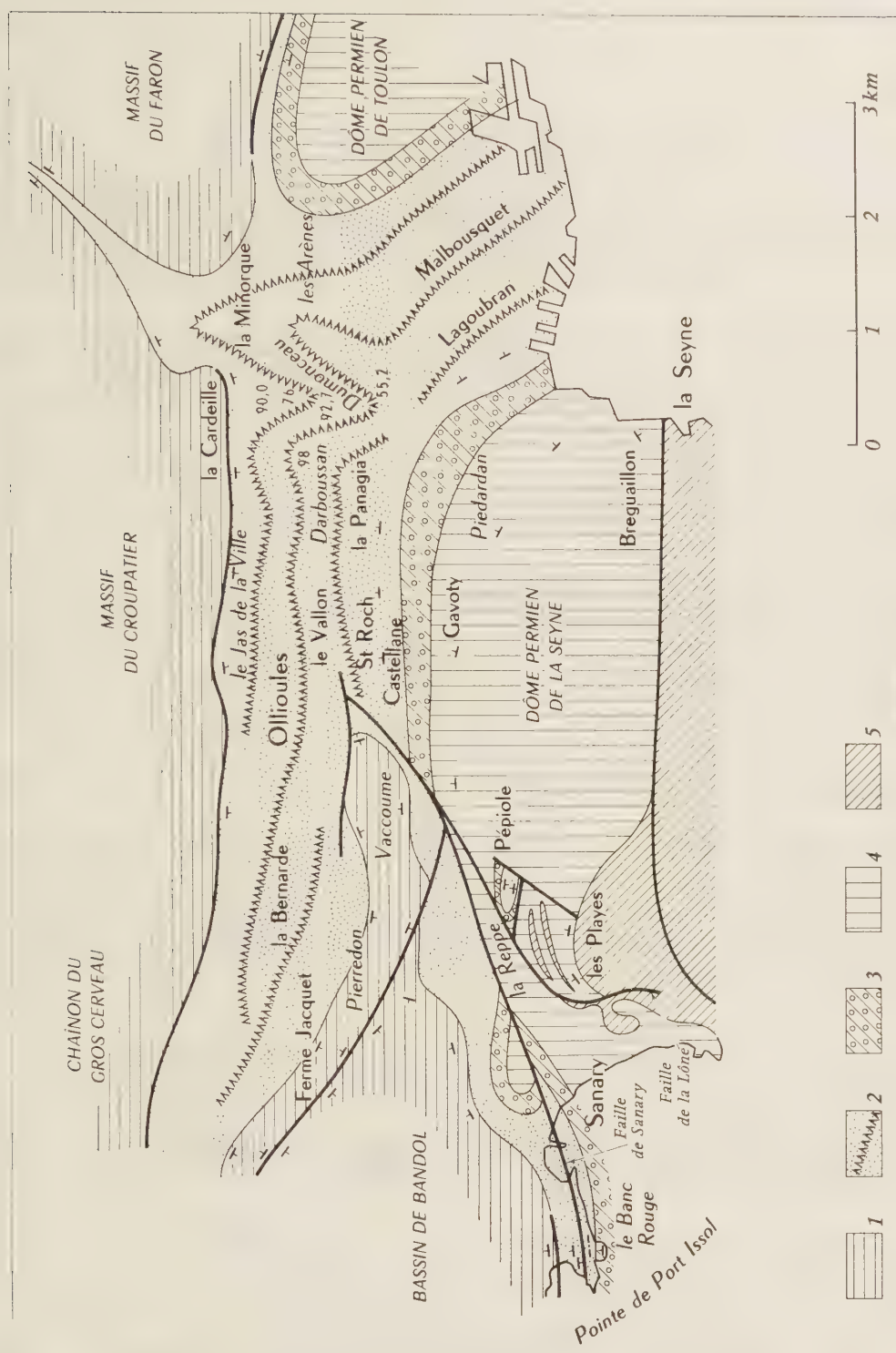


FIG. 38. — Structure de la zone triasique, à l'ouest de Toulon

1. Jurassique. — 2. Trias moyen et supérieur (les lignes de chevrons représentent les axes anticlinaux). — 3. Grès bigarré. — 4. Permien. — 5. Phyllades.
(Remarque : en bas, à gauche, lire *Pointe de Portissol*, et non Port Issol.)

Dans chacun de ces tronçons, le plissement des calcaires triasiques détermine la formation d'anticlinaux à charnière plus ou moins relevée, ce qui donne à chacun d'eux une forme en chapelet caractérisée par un alignement de dômes ou de brachyanticlinaux émergeant au-dessus de zones déprimées occupées par le Keuper.

1. Tronçon oriental.

Le tronçon oriental est formé de trois rides anticlinales.

Au Sud-Ouest se situe l'*anticlinal de Lagoubran*, dont les couches, dressées verticalement au contact de la zone de Grès bigarré du quartier de l'hippodrome, se couchent au Nord-Est avant de disparaître, avec un pendage inverse, sous les alluvions de la dépression du cimetière. Un accident vertical, orienté dans le sens général des couches, affecte le flanc nord-est du pli. Cet anticlinal se prolonge au Sud-Est dans les collines de Milhaud, et au Nord-Ouest dans le mamelon de la Villa Helvétia.

Dans l'axe de la bande triasique sort un deuxième pli formé d'un noyau de Muschelkalk enveloppé de Keuper. C'est l'*anticlinal de Malbousquet* qui se prolonge au Nord-Ouest jusqu'au Château de l'Escaillon.

Au Nord-Est, une autre ride anticlinale, assez mal définie dans le quartier de l'Arsenal, se développe pour donner le *brachyanticlinal des Arènes*, toujours orienté SE-NW.

Il est difficile, dans ce domaine envahi par des alluvions et des brèches sédimentaires, de préciser la forme de ces anticlinaux, surtout dans les zones de bordure où s'amorcent les plis synclinaux. J'ai bien remarqué, en quelques points, des accidents longitudinaux accompagnés de chevauchements vers le Nord-Est. Mais les observations sont trop dispersées pour en tirer des conclusions sur la continuité des failles. Il ressort néanmoins de mes levés que les plis sont plus symétriques dans l'axe de l'affleurement triasique que sur les bords; le redressement des couches, lorsqu'il est observé, affecte surtout les zones de bordure en contact avec les formations éotriasiques des unités tectoniques voisines : les dômes de La Seyne et de Toulon.

2. Tronçon occidental.

Le tronçon occidental est formé de rides anticlinales orientées Ouest-Est, dont la structure assez complexe a pu être définie grâce à la coupe relevée sur le bord de la nouvelle route qui passe « en bretelle » l'agglomération d'Ollioules, sur la rive gauche de la Reppe, et aussi grâce à des observations faites sur le pourtour de la colline de Saint-Roch, lors de visites de captages de sources et d'abris souterrains (fig. 39).

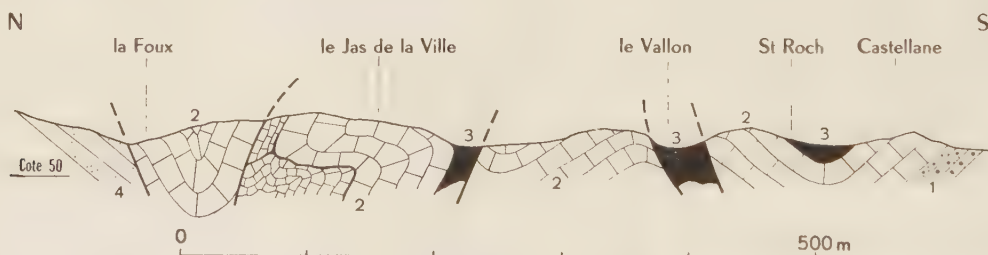


FIG. 39. — Coupe du Trias d'Ollioules (rive gauche de la Reppe)

1. Grès bigarré. — 2. Muschelkalk. — 3. Keuper. — 4. Dolomies suprajurassiques.

À l'est d'Ollioules, l'affleurement triasique est limité, au Nord, par les dolomies jurassiques du soubassement du Croupatier, au Sud, par le Permien de Gavoty, appartenant au dôme anticlinal de La Seyne.

Sur les dolomies, d'où jaillissent les eaux de l'importante source de la Foux, reposent des calcaires mésotriasiques inclinés au SSE. Ceux-ci repliés en synclinal se dressent vers le Sud et, contre eux, vient buter le front rebroussé d'une grande dalle de Muschelkalk qui chevauche, en éaille, des calcaires triasiques extrêmement froissés. Le Muschel-

kalk, d'abord incliné au Sud, se renverse en dessinant un anticlinal déversé dans la même direction. Aux formations dolomitiques et marneuses de la partie supérieure succèdent, toujours en position renversée, les argiles bariolées et les cargneules du Keuper. Ce dispositif définit la forme d'un premier anticlinal : l'*anticlinal du Jas de la Ville*. Le pli, déversé au Sud, a un noyau écaillé dans lequel les lames décollées se chevauchent du Sud vers le Nord. Le flanc nord, replié en synclinal, est poussé sur les dolomies jurassiques du soubassement du Croupatier avec lesquelles il entre en contact par l'intermédiaire d'une faille inclinée au SSE.

Le Keuper renversé du Jas de la Ville s'appuie par faille sur les calcaires mésotriasiques légèrement inclinés au SSE. Ceux-ci, dessinant d'abord un synclinal à large rayon de courbure, se plissent de nouveau pour donner un deuxième anticlinal, accidenté sur son flanc méridional par affaissement du sillon synclinal de Keuper qui lui succède au Sud. C'est l'*anticlinal du Vallon* qui traverse la route de Toulon, à la sortie sud-est de l'agglomération d'Ollioules.

Un troisième anticlinal — *anticlinal de Saint-Roch* — présentant la forme d'un pli faillé déjeté au NNW, chevauche nettement le Keuper du Vallon. Les calcaires mésotriasiques qui le constituent, inclinés au Sud, amorcent un large synclinal — *synclinal de Castellane* — dont le flanc méridional repose normalement sur le Grès bigarré du dôme de La Seyne.

De l'examen de cette coupe ressortent des notions importantes concernant la tectonique du Trias dans la région toulonnaise.

C'est d'abord l'extrême tranquillité des couches de Muschelkalk dans la colline de Castellane, permettant d'affirmer que le *Trias moyen n'a pas subi ici de mouvement de translation qui l'aurait désolidarisé de son substratum*.

C'est ensuite l'apparition, dans le secteur de Saint-Roch, d'un pli faillé, déjeté au Nord sur le Keuper d'un couloir synclinal affaissé, dont la structure permet d'invoquer une *dislocation du Trias par des mouvements verticaux auxquels auraient participé le Permien et le Grès bigarré*. Nous verrons plus loin que cette hypothèse est confirmée par la présence du Grès bigarré dans la charnière d'un pli prolongeant vers l'Est (quartier de la Panagia) celui de Saint-Roch. Le *plissement de la couverture ne débiterait pas ici par le décollement du Muschelkalk sur son socle permotriasique*.

C'est enfin le développement, dans le quartier du Jas de la Ville, d'un anticlinal à charnière écaillée montrant la position décollée, au-dessus de leur socle, des calcaires mésotriasiques. Le Muschelkalk restant solidaire du Grès bigarré dans les secteurs sud, on est obligé, pour expliquer ce décollement, de faire intervenir un *déplacement vers le Sud de la masse de terrains jurassiques et crétacés constituant le chaînon du Croupatier*.

La distinction faite ici entre deux secteurs de terrains triasiques, celui de Castellane et de Saint-Roch (Muschelkalk solidaire du Grès bigarré) et celui du Vallon et du Jas de la Ville (Muschelkalk décollé), se précise lorsqu'on examine le prolongement de chacune de ces unités tectoniques vers l'Ouest.

Au premier correspond le synclinal de Vacoume où, malgré une structure particulière qui tend à en faire un compartiment indépendant, nous reconnaissons la terminaison orientale du bassin de Bandol. L'affaissement de ce chaînon, marqué par une faille visible sous le château Marguerite, précipite l'ennoyage vers l'Ouest des calcaires triasiques. Par analogie avec ce que nous observons à l'Est, nous pouvons supposer que le Muschelkalk gisant sous ce synclinal est resté solidaire de son substratum.

Le second se prolonge dans le large affleurement triasique septentrional du bassin de Bandol, affecté par des accidents du type de ceux observés dans la région d'Ollioules.

Les différents accidents relevés dans le Trias d'Ollioules se retrouvent, à l'Est, dans un faisceau de plis parallèles conduisant au nord de la campagne « La Panagia ».

Le synclinal de Castellane, donnant la dépression des Deux Bastides, est bordé au Nord par une ride anticlinale sur laquelle sont alignés les collines de Saint-Roch et de Montauban, la crête sud de Darboussan et le petit mamelon occidental du groupe de la Panagia. L'orientation des bancs de Muschelkalk, dans ce dernier relief, étant ouest-est, c'est-à-dire différente de celle observée dans le massif coté 92,7, on doit admettre que le pli se termine ici dans le Keuper qui

l'entoure à l'Est. La présence du Grès bigarré au sud de la colline est l'indice d'un soulèvement des couches triasiques à l'approche des chaînons constituant le tronçon central.

Le Keuper de la Panagia forme, au nord du pli précédent, une bande synclinale qui se développe jusqu'à la dépression du Vallon.

Au nord de ce synclinal de Trias supérieur, la topographie se relève de nouveau, faisant apparaître une deuxième ride anticlinale jalonnée par la colline du Vallon et les deux mamelons septentrionaux des hauteurs de Darboussan.

Le synclinal de Keuper du Jas de la Ville s'ouvre vers l'Est et détermine une large dépression que recouvre presque entièrement les formations plus récentes de l'Oligocène.

Au Nord, l'anticlinal du Jas de la Ville disparaît sous le Tertiaire.

3. Tronçon central.

Le tronçon central comporte une série de massifs anticlinaux jalonnant des lignes sinueuses que l'on peut raccorder avec celles sur lesquelles s'alignent les plis des autres tronçons.

a. *Raccord avec le Trias d'Ollioules.*

Nous avons déjà vu que la ride de Saint-Roch se termine périclinalement dans le petit massif occidental des collines de la Panagia. L'anticlinal du Vallon se prolonge, par-dessus les alluvions et les brèches sédimentaires, dans la branche moyenne du relief de la Panagia, orientée NW-SE et jalonnée par les mamelons 98 et 92,7. Subissant ensuite, sous la colline 55,2, une nette inflexion vers le Nord-Est, le pli passe par le relief médian (cote 100,8) de la hauteur Dumonceau, avant de se perdre sous les alluvions de la dépression de la Minorque. L'anticlinal du Jas de la Ville paraît se prolonger dans les collines 90 (Panagia) et 76 (hauteur Dumonceau). La ride, s'infléchissant vers le Nord, ressort encore dans le mamelon 50 avant de disparaître sous les alluvions. En avant de cette dernière ligne de relief, le flanc nord d'un pli synclinal de Muschelkalk (homologue du synclinal de la Foux, à Ollioules) vient chevaucher les calcaires marneux bathoniens de la Cardeille.

Dans le tronçon triasique central, les rides anticlinales, se raccordant avec celles du secteur d'Ollioules, dessinent un grand V ouvert vers le Nord, avant de se perdre au Nord-Est, sous le Quaternaire de la Minorque.

b. *Raccord avec le Trias de Lagoubran et de la vallée du Las.*

Le pli de Lagoubran et de la Villa Helvétia ne paraît pas se prolonger au Nord-Ouest, au-delà de la route nationale Toulon-Marseille. Comme l'anticlinal de Saint-Roch, à l'Ouest, il se termine assez brusquement contre le faisceau de plis du tronçon central. La ride de Malbousquet, s'infléchissant nettement au Nord-Est, passe par le chaînon oriental du groupe de collines de Dumonceau. Son trajet la conduit jusqu'à la dépression de la Minorque où elle disparaît sous les brèches sédimentaires. L'anticlinal des Arènes se prolonge lui aussi en direction de la Minorque où il se perd à son tour.

Ici, le raccord des lignes de reliefs se fait par une simple inflexion des rides anticlinales vers le Nord-Est (fig. 38).

c. *Raccord des rides anticlinales sous la dépression de la Minorque.*

Nous verrons plus loin (étude du Faron et du Croupatier) que les ondulations anticlinales de Dumonceau et des Arènes se raccordent sous la dépression de la Minorque, à la charnière anticlinale d'un pli qui s'ennoie au Nord-Est, sous le Jurassique du pli des Pomets.

Le Trias de cette unité tectonique se développe, vers l'Ouest, dans un système plissé qui

chevauche la bordure méridionale du Croupatier. Il donne encore au Sud-Est les plis de Lagoubran et de Malbousquet. Mais, à l'Est, il disparaît normalement sous le Faron dont il constitue l'une des assises inférieures directement superposée au Permien du dôme de Toulon.

Ces faits permettent de dire que l'idée suggérée par Zurcher (1926) de faire passer la surface de charriage de la nappe du Beausset par le Sud du Croupatier et la charnière de l'anticlinal des Pomets n'était pas dénuée de tout fondement.

EN RÉSUMÉ, le Trias de Toulon a un comportement tectonique qui révèle ses différentes façons de réagir à l'action des poussées orogéniques.

Sur le pourtour des dômes permien, il reste solidaire de son substratum, et il en suit tous les mouvements (synclinal de Castellane et ride anticlinale de Saint-Roch).

Comprimé entre le Permien de Toulon et celui de La Seyne, qu'agitent des mouvements de fond, il se plisse violemment en donnant des plis droits « en accordéon » ou des plis écaillés (tronçon oriental de Lagoubran et du Pont du Las). Dans la zone axiale des affleurements triasiques, les forces de compression s'exercent avec moins de puissance et les plis prennent une forme plus régulière et plus symétrique. Il est utile de noter ici que ce plissement s'est effectué sous une couverture jurassique très peu épaisse ou même nulle.

Soumis à des poussées horizontales dont j'ai, en première analyse, attribué l'origine à un déplacement, vers le Sud, du massif du Croupatier, le Trias donne un pli à noyau écaillé dans lequel les lambeaux décollés se chevauchent vers le Nord. Les terrains constituant l'anticlinal se détachent du substratum et cheminent dans la même direction sur les formations jurassiques du massif contre lequel ils butent (anticlinal du Jas de la Ville, à Ollioules).

Le Muschelkalk de la région d'Ollioules se raccorde, par sa bande septentrionale, aux formations triasiques d'un pli (pli des Pomets) issu de la zone plissée nord-toulonnaise et, par sa bande sud, au Trias de la base du Faron.

C. LE BASSIN DE BANDOL

1. Description.

Le bassin de Bandol, défini comme une cuvette synclinale ouverte sur la mer, a des limites topographiques qui correspondent à peu près à celles qui sont imposées par la structure géologique des lieux.

Géographiquement le bassin s'inscrit dans un territoire de forme triangulaire qui a pour limites :

— au Nord, le chaînon du Gros Cerveau prolongé à l'Ouest par les collines du Télégraphe, de l'Oratoire Saint-Jean et de la Gache, cette dernière, se terminant au bord de mer dans les abrupts de la pointe Grenier;

— au Sud-Est, la vallée de la Reppe et le rivage nord de la baie de Sanary que dominent les escarpements du Banc Rouge et de Portissol;

— au Sud-Ouest et à l'Ouest, la côte, accidentée de baies profondes et de pointes escarpées.

À l'est du Grand Vallat, le relief assez bas est formé de mamelons allongés, souvent elliptiques, qui s'alignent selon des directions parallèles aux limites du bassin. Le point de convergence de ces lignes topographiques se situe dans le massif de la Baume, à l'ouest d'Ollioules. L'ensemble apparaît alors comme un vaste amphithéâtre ouvert sur la baie de Bandol.

À l'Ouest, le relief prend une forme massive dans laquelle, mamelons et crêtes s'agencent sans ordre bien défini. Une première masse, s'étalant entre la baie de Bandol et l'anse de la Moutte, s'élève par ressauts successifs jusque dans les collines de la Croix du Signal (altitude : 324). Une

deuxième masse, séparée de la précédente par la dépression du Jas des Amandiers, domine la mer (altitude 170, au Collet Redon) entre la baie de la Moutte et la pointe de Portissol.

Cette topographie reflète fidèlement la structure géologique du bassin de Bandol.

La forme en amphithéâtre du secteur situé à l'est du Grand Vallat révèle la présence de formations alternativement dures et tendres donnant des auréoles concentriques autour du centre de la cuvette vers lequel les couches pendent régulièrement. De l'extérieur vers l'intérieur, on note, en effet, la succession de terrains suivante : Trias moyen et supérieur, calcaire et argileux, Infralias calcaire et dolomitique, Lias calcaire, Dogger marneux et calcaire, Oligocène conglomératique, quelquefois argileux et calcaire. L'ensemble dessine une cuvette synclinale, en partie déblayée par l'érosion, dans laquelle la mer s'avance pour donner la baie de Bandol.

À l'ouest du Grand Vallat, les calcaires du Bathonien supérieur et les dolomies jurassiques, largement représentés dans les massifs de Bandol et du Collet Redon, ont protégé de l'érosion les terrains sous-jacents. Il en résulte une forme plus massive des reliefs. Mais ce n'est pas à la seule présence des terrains durs et compacts du Jurassique que l'on doit, au nord de Bandol, le relèvement général du relief jusqu'à la Croix du Signal. Ici, en effet, interviennent des phénomènes de déplacements tangentiels provoquant la superposition de deux édifices tectoniques. La masse triasique en recouvrement de la Croix du Signal, protégée d'une complète destruction par un ensellement de l'édifice crétacé chevauché, demeure reliée aux terrains jurassiques de la cuvette de Bandol par un isthme de Trias; celui-ci interrompt le développement d'Est en Ouest de la dépression marginale, dans laquelle gisent le Keuper et le Muschelkalk de la bordure septentrionale du bassin.

Si nous considérons à part la masse triasique chevauchante du Télégraphe de la Cadière, nous voyons que tous les terrains compris dans l'auréole triasique constituent un compartiment tectonique distinct des édifices voisins. L'unité de ce secteur est soulignée, au Nord, par une surface de contact anormal sur laquelle cheminent le Trias et quelques lambeaux de flanc inverse d'un pli couché vers le Nord.

Ce contact anormal s'impose comme limite septentrionale de la cuvette de Bandol. Au Sud-Est, je limiterai mes descriptions aux affleurements triasiques et jurassiques de la basse vallée de la Reppe, entre la colline de la Baume et la presqu'île de Portissol.

Trois régions vont être examinées successivement :

- la cuvette de Bandol, à l'est du Grand Vallat;
- les collines de Bandol, entre le Grand Vallat et le vallon de la Moutte;
- les collines du Collet Redon (synclinal d'Alon, de É. Haug), entre le vallon de la Moutte et la pointe Grenier.

2. Cuvette de Bandol, à l'est du Grand Vallat.

a. *Étude d'une coupe-type* (fig. 40).

La structure générale du bassin de Bandol à l'est du Grand Vallat, apparaît dans une coupe SW-NE allant de la pointe de Portissol au fort du Gros Cerveau.

Sur le rivage affleure le Trias inférieur représenté par le conglomérat de base, d'une puissance de 10 mètres, auquel font suite des psammites et des argiles gréseuses rouges alternant avec des bancs gréseux clairs (fig. 5). Le pendage, de 35° environ à la base, s'accroît vers le sommet de la falaise où affleure le Muschelkalk. Celui-ci, affecté à sa base par un phénomène de friction auquel est due la formation d'une brèche polygénique peu puissante, se présente avec tous ses horizons caractéristiques : à la base, des calcaires dolomitiques fracturés et injectés de marne gréseuse, puis des calcaires noirs mouchetés à minces intercalations marneuses, des dolomies et cargneules, et enfin à nouveau des calcaires noirs. Les bancs, d'abord fortement inclinés au Nord, prennent une position subverticale au sommet de la falaise, avec une légère tendance au renversement. Un froissement de couches affecte la formation juste au contact de la zone broyée.

L'ennoyage au Nord des calcaires triasiques sous le Keuper de la baie de Portissol est marqué par un accident qui se développe surtout dans le Muschelkalk. Contre les bancs redressés du compartiment précédemment décrit vient, en effet, buter par faille le Muschelkalk plissé en voûte et en partie recouvert par les argiles et cargneules du Keuper. Le flanc nord de cet anticlinal disparaît sous les alluvions de la dépression de Portissol. Mais, lorsqu'on poursuit l'examen de cet affleurement triasique, vers l'Ouest, jusqu'à la mer, on constate que deux failles accompagnées de mylonite en constituent les limites nord et sud. Le raccord qui s'établit alors entre les bancs calcaires de la voûte anticlinale et ceux de la crête de Portissol prend la forme d'un rebroussement de couches tourné vers le bas. À l'extrémité de la pointe de Portissol, le Muschelkalk se superpose normalement au Grès bigarré. L'allure générale des calcaires du Muschelkalk montrent que les déformations subies par la couverture sédimentaire résultent d'une butée, vers le Sud, des terrains mésotriasiques sur le môle enraciné de la vallée de la Reppe.

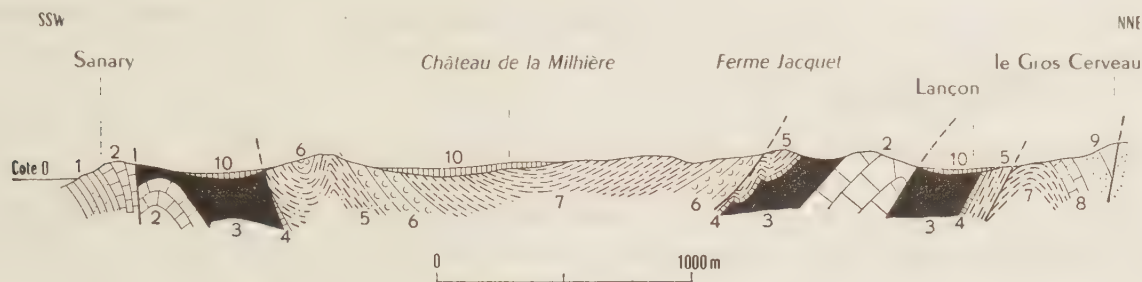


FIG. 40. — Coupe à travers le bassin de Bandol

1. Grès bigarré. — 2. Muschelkalk. — 3. Keuper. — 4. Rhétien. — 5. Dolomies hettangiennes. — 6. Lias et Bajocien inférieur. — 7. Dogger marneux. — 8. Bathonien supérieur calcaire. — 9. Dolomies suprajurassiques. — 10. Alluvions.

Le Keuper de la baie de Portissol, en position affaissée par rapport au Muschelkalk de la pointe, est bordé au Nord par une zone broyée qui le sépare des dolomies infraliasiques et dans laquelle disparaît le Rhétien. On y rencontre en effet de gros blocs de calcaires gris noir fossilifères (débris de lumachelle), de calcaires en plaquettes jaunâtres renfermant des fossiles rhétiens; puis des cargneules alternant avec des passées de marnes vertes caractéristiques de l'Hettangien. Ça et là, les argiles rouges du Keuper enrobent ces éléments de brèche grossière. Cette structure révèle le passage d'un accident tectonique important dont le Rhétien supporte presque tous les effets.

Contre les formations mylonitiques marquant le passage de l'accident, s'appuient les dolomies hettangiennes en bancs compacts. Ceux-ci, d'abord subverticaux, dessinent, avant de s'ennoyer sous le Lias de la Cride, un petit synclinal dans lequel est conservé un témoin de Lias.

Sous la dépression de la Milhière, envahie par des alluvions et des brèches sédimentaires, disparaissent le Lias, puis le Bathonien inclinés au Nord.

De l'autre côté de la dépression, sur les pentes qui conduisent à Boucène et à la ferme Jacquet, le Dogger d'abord, puis le Lias reparaissent aux affleurements avec un pendage SW de 15 à 20°. Au nord-est de Boucène, les calcaires liasiques, interrompus par une faille orientée SE-NW, heurtent les dolomies hettangiennes qui se redressent à leur contact. Celles-ci, ramenées dans leur position à pendage sud-ouest par un repli synclinal, reposent normalement sur le Rhétien, bien représenté ici par tous ses horizons caractéristiques.

Les dolomies hettangiennes et le Rhétien constituent le flanc normal sud-ouest d'un anticlinal dont le noyau, formé de Trias, occupe toute la cuvette de Lançon jusqu'aux premiers contreforts sud du chaînon du Gros Cerveau. Dans l'axe de cet affleurement triasique sort, au milieu du Keuper, une écaille de Muschelkalk déjetée au Nord-Est.

Les brèches sédimentaires et alluvions qui couvrent une grande partie de la dépression, au nord de la colline de Muschelkalk, empêchent toute observation de détail jusqu'aux abords de la ferme de Lançon. Mais, près de ce lieu, on observe un large affleurement de terrains infraliasiques renversés (Rhétien, en partie laminé; dolomies hettangiennes en gros bancs), coïncé entre les marnes bariolées du Keuper de l'aire anticlinale triasique et les formations jurassiques (Dogger marneux et calcaire; dolomies jurassiques) du pli du Gros Cerveau. Une surface de contact anormal inclinée au Sud-Ouest sépare les dolomies hettangiennes de ces dernières formations. Par sa situation tectonique, l'Infralias de Lançon constitue un lambeau de flanc inverse d'un pli couché qui se déverse au Nord sur un autre anticlinal formé de terrains plus récents (l'anticlinal du Gros Cerveau).

Dans la coupe qui vient d'être décrite se différencient trois zones caractéristiques :

— *zone centrale*, apparaissant sous la forme d'un synclinal tranquille, formé de terrains liasiques et mésojurassiques;

— *zone nord*, marquée par l'existence d'un pli anticlinal à charnière triasique, déjeté au Nord-Est sur les formations méso et suprajurassiques du Gros Cerveau;

— *zone sud*, où s'individualise un pli à charnière triasique déjeté au Sud.

Au Nord, le Lias de la zone centrale est séparé, par une faille, d'une bande synclinale infraliasique. Nous verrons plus loin que le Lias, décollé de son substratum, chevauche vers le Nord une série de plis synclinaux qui se forment sous lui.

Au Sud, on observe, dans les terrains infraliasiques, la même tendance au plissement. Mais le Lias, solidaire de son substratum, participe aux mêmes mouvements que les dolomies hettangiennes.

Ces divers accidents présentent une certaine symétrie par rapport à l'axe du bassin synclinal. Ce fait, très important, sera examiné plus loin dans les conclusions.

b. Extrémité orientale de la cuvette de Bandol à l'est du Grand Vallat.

À l'est du secteur défini par la coupe précédente, les différentes zones du bassin synclinal de Bandol se développent avec des caractères à peu près identiques à ceux décrits ci-dessus.

La zone triasique nord conserve la forme d'un anticlinal (*pli de Lançon*).

Le Muschelkalk du noyau affleure dans deux bandes écailleuses qui se chevauchent du Sud vers le Nord. La colline elliptique de la Bernarde, prolongeant au Sud-Est le mamelon coté 121,1 de la précédente coupe, fait partie d'une grande écaille qui repose, soit sur le Muschelkalk du chaînon 151,4, soit sur le Keuper de la dépression de la Bernarde. Cette lame calcaire, après avoir disparu sous le Trias supérieur du château de la Tourelle, réapparaît plus loin, à l'Est, dans la colline 160, où elle s'enneie périclinalement sous le Keuper.

De cette première bande mésotriasique s'en détache une autre, au Nord, qui s'élargit vers l'Est pour occuper la quasi-totalité de la charnière dans les hauteurs de Saint-Honorat et de Saint-Joseph, sur la rive droite de la Reppe. Le Muschelkalk, plissé en anticlinal au nord de la Bernarde, donne, dans la région d'Ollioules, une vaste écaille plissotée, poussée, au Nord, sur le Keuper du Castellans et séparée, au Sud, des terrains infraliasiques de la Baume par une faille verticale orientée Est-Ouest.

Au Nord, une lame de Muschelkalk supportant le vieux château d'Ollioules perce le Keuper du Castellans et vient reposer, par une surface de contact anormal inclinée au Sud, sur les formations triasiques et jurassiques d'un petit synclinal pincé (planche 4, coupe *b*).

Tous ces affleurements de Trias moyen se raccordent normalement, par-dessous la vallée de la Reppe, avec ceux déjà décrits à l'est d'Ollioules. L'écaille du vieux château s'épanouit dans l'anticlinal du Jas de la Ville; l'anticlinal de Saint-Honorat et de Saint-Joseph, considérablement réduit, se retrouve dans le pli faillé du Vallon. Mais, ainsi que nous le signalons plus haut, on ne trouve ici aucune formation correspondant au Muschelkalk des plis de Saint-Roch et de Castellane. C'est certainement sous le Jurassique de la colline de la Baume et de Vacoune qu'il faut rechercher le prolongement du Trias moyen de ces deux accidents plissés du domaine triasique toulonnais.

La description qui précède fait ressortir l'un des caractères essentiels du comportement du Muschelkalk au sein du noyau triasique du pli de Lançon. On constate, en effet, que les lames plissées de Muschelkalk ne présentent aucune continuité entre elles : passant de la structure anticlinale à la structure écailleuse, elles donnent des affleurements elliptiques qui s'enneoient sous le Keuper, à la hauteur des parties les plus renflées des unités mésotriasiques voisines. Nous observons là, au sein du Trias, un exemple de plissement « en échelon », dont tous les détails de structure sont indépendants des accidents qui affectent la couverture.

Le flanc inverse du pli, représenté à Lançon par une lame d'Infralias, disparaît par laminage au nord du Castellans. Mais, à peu de distance à l'Est, le Keuper s'écarte des dolomies jurassiques et l'on voit encore affleurer, entre deux surfaces de contact anormal, un lambeau de Lias supérieur

à silex qui se relie plus loin, par-dessous les éboulis et l'Oligocène de la colline de Sainte-Barbe, au Jurassique moyen, au Lias, à l'Infralias et au Keuper du synclinal de Sainte-Barbe. Les deux failles qui enserrent ce lambeau plissé se rejoignent à l'est de la vallée de la Reppe pour donner l'accident situé à la limite du Jurassique du Croupatier et du Trias de Toulon.

Le flanc sud de l'anticlinal de Lançon est formé, avons-nous vu, de Rhétien et de dolomies hettangiennes. Ces formations se soulevant vers le Sud-Ouest, dessinent un synclinal que chevauche le Lias décollé de la partie centrale du bassin de Bandol (*accident de la ferme Jacquet*). Cet accident (fig. 41) n'est pas localisé seulement en ce point de la dépression. Il se suit, en effet, au Sud-Est, jusqu'au quartier de la Bédouine, en bordure de la vallée de la Reppe. Dans la colline de Pierredon, placée entre la ferme Jacquet et la Bédouine, la forme synclinale de l'affleurement infraliasique est soulignée par la sortie du Keuper au contact du Lias, et le chevauchement du pli par le Lias est démontré par le renversement des couches rhétiennes et hettangiennes sous les calcaires roux à silex (fig. 41 *b* et *c*).

La faille de la ferme Jacquet, d'abord inclinée au Sud-Ouest, prend, de l'autre côté du vallon de la Tourelle, une inclinaison inverse. Il en résulte la formation d'un pli faillé déjeté au Sud-Ouest sur les dolomies infraliasiques (fig. 41 *a*). Ce pli se resserre plus loin. La faille n'affectant plus alors que les dolomies hettangiennes, se perd sous les alluvions de la basse vallée de la Reppe.

Le renversement de la surface de contact anormal de la ferme Jacquet traduit un changement de direction dans le déplacement relatif des deux compartiments qui s'affrontent ici. Et c'est précisément dans la terminaison périssynclinale du pli de la Milhère que nous observons une telle variation dans le sens des poussées génératrices des accidents.

Le synclinal de la ferme Jacquet et de Pierredon, très réduit sous les alluvions du vallon de la Tourelle, s'ouvre largement dans la colline des Côtes du Plan, après avoir subi une inflexion vers l'Est. Le Rhétien n'affleure ici qu'en bordure de la dépression de la Tourelle occupée par le Trias supérieur. L'Hettangien, formant les deux versants de la colline est couronné d'une dalle de Lias dont la position accuse un léger mouvement de bascule vers le Sud.

L'Hettangien et le Lias des Côtes du Plan se prolongent dans la hauteur de la Baume; mais un accident ramène le synclinal dans une position normale non déversée au Sud. Au Nord, le Rhétien et le Keuper disparaissent au contact du Muschelkalk de Saint-Joseph. Au Sud, les dolomies hettan-

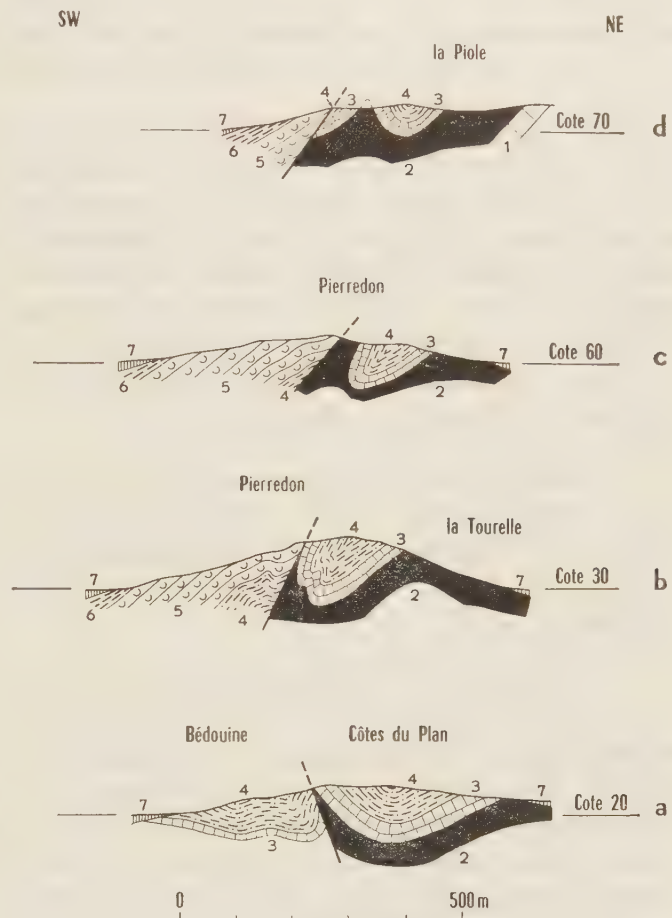


FIG. 41. — L'accident de la ferme Jacquet.

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Alluvions.

giennes reposent sur un Rhétien chaotique, à la base duquel affleure un peu de Keuper. Nous sommes là en bordure de la Reppe, exactement au croisement des routes qui conduisent, l'une à Sanary, l'autre à La Seyne, et nous nous rapprochons de l'accident qui sépare les compartiments triasiques de Saint-Roch et de Castellane, du synclinal affaissé de la Baume, à l'extrémité orientale du bassin de Bandol.

La *zone synclinale centrale* (synclinal de la Milhère), limitée, au Nord, par l'accident de la ferme Jacquet, et, au Sud, par le Trias de Sanary, se termine au Sud-Est par un « fond de bateau » que matérialise, dans le quartier de la Colombette, la convergence des affleurements liasiques et mésojurassiques des deux flancs du synclinal. Le forage d'un puits dans la vallée de la Reppe, au débouché du vallon de la Tourelle, a montré la présence, sous ces formations jurassiques, du Trias supérieur et moyen.

Le *Trias de la zone sud*, qui atteint son maximum de développement dans la presqu'île de Portissol, n'apparaît plus aux affleurements que sous l'agglomération de Sanary (Muschelkalk) et sur le versant sud de la colline de Colombette (Keuper et Rhétien). À Saint-Roch, on observe, dans la direction du Trias de Sanary, un lambeau de Permien ceinturé d'alluvions. Ailleurs, dans cette région, les terrains récents recouvrent le Permien et le Trias et empêchent ainsi toute observation de détail. Mais, ce que l'on sait des secteurs de Portissol et des Playes permet, non seulement de localiser approximativement ces formations sous les alluvions, mais aussi de situer les principaux accidents qui doivent les affecter (fig. 38).

Nous savons, en effet, d'une part, grâce à l'étude du massif des Playes, que la partie de la plaine alluviale située au sud de la route Sanary-Ollioules est essentiellement constituée par le Permien et le Houiller qui accompagnent l'écaille de phyllades de la Lône. À ce compartiment appartiennent certainement le Grès bigarré et le Muschelkalk du lambeau redressé de la presqu'île de Portissol.

Nous avons vu, d'autre part, apparaître, au nord du Trias moyen de Portissol en position verticale, une lame anticlinale de Muschelkalk qui se plisse par butée vers le Sud, contre les terrains du Banc Rouge. Cet anticlinal, se développant à l'Est, dessine la large voûte qui supporte l'agglomération de Sanary, et qui, par surélévation d'axe, amène aux affleurements le Permien de Saint-Roch, en rejetant, dans la direction du bassin synclinal de la Milhère, le Trias supérieur et l'Infra-lias. La faille (faille de Sanary), séparant les deux compartiments de Muschelkalk de Portissol, détermine une surface de contact anormal qui peut être considérée comme la limite sud-est d'un compartiment écaillé comprenant le Permien et le Trias de Sanary, à l'exception du Muschelkalk redressé et du Grès bigarré du Banc Rouge et de la pointe de Portissol. La faille de Sanary et la faille de la Lône se rejoignent donc sous les alluvions pour donner l'accident de la Reppe, déjà invoqué ci-dessus.

Ainsi, dans la région de Sanary, se manifeste encore l'écaillage de substratum paléozoïque dont les effets se font sentir jusque dans la couverture sédimentaire.

c. Région comprise entre le méridien de Château Milhère et le Grand Vallat.

À l'ouest du Château de la Milhère, les deux branches du V que forment les deux flancs du bassin synclinal de Bandol s'écartent. La branche septentrionale se développe vers le Nord-Ouest jusqu'au Grand Vallat; la branche méridionale, orientée vers le Sud-Ouest, s'interrompt sur la mer, dans la pointe de la Cride et le cap de la Tourette.

La *zone triasique septentrionale*, toujours orientée ESE-WNW, s'amincit progressivement jusqu'à Sainte-Ternide. Du Keuper qui occupe une grande partie de la bande triasique, surgissent des lames écailleuses de Muschelkalk, plus ou moins massives, présentant entre elles des solutions de continuité par failles. Leur distribution est irrégulière; mais on peut reconnaître, dans le groupe formé par les collines 159,1 - 156,1 - 170,1 et 170, une même masse anticlinale de calcaires méso-triasiques déjetée au Nord et qui s'ennoie à l'Ouest sous un mince manteau de marnes bariolées d'où émergent encore (la Piole) trois petits pointements de calcaires vermiculés.

À Sainte-Ternide, le Trias s'élargit considérablement dans une dépression où se fait la jonction de deux bandes triasiques appartenant, l'une, à l'anticlinal de Lançon, l'autre, à un diverticule issu du centre du bassin, au NW de la colline de la Vernette.

Le Muschelkalk réapparaît alors dans trois bandes orientées parallèlement à l'axe de l'affleurement triasique. Au Nord, il donne une lame écailleuse qui s'élève de la chapelle de Sainte-Ternide jusqu'au sommet de la colline Tassy, où elle s'appuie sur des formations hettangiennes renversées. Au Sud, le Trias moyen apparaît encore sous la forme d'une écaille, très amincie parfois, issue du diverticule triasique de la Vernette; les calcaires inclinés au Sud-Ouest, se développent largement dans la colline Tassy où leurs bancs repliés en anticlinal chevauchent le Muschelkalk de la bande septentrionale. Entre ces deux affleurements de Trias moyen surgit une écaille très mince et fusiforme qui se raccorde, à l'Ouest, avec le Muschelkalk de la lame méridionale.

Sur le versant occidental de la colline Tassy, le Muschelkalk de la lame méridionale s'ennoie sous le Keuper d'un affleurement triasique très réduit. Aucun changement n'est observé ensuite jusqu'au Grand Vallat. Quant à la bande septentrionale, on la voit disparaître vers l'Ouest, sur la ligne de contact anormal qui sépare le Keuper et l'Hettangien.

Ce Trias occupe encore ici la charnière d'un pli déversé au Nord sur les terrains jurassiques du chaînon du Gros Cerveau (anticlinal de Sainte-Ternide, prolongeant vers l'Ouest celui de Lançon).

À l'extrémité occidentale de la cuvette de Lançon, le flanc inverse de cet anticlinal ne renferme qu'une lame d'Hettangien séparée du Trias par un banc discontinu et broyé de Rhétien. La présence, sur les dolomies suprajurassiques de ce secteur, de deux témoins de Keuper charrié montre un cheminement de grande amplitude du Trias sur le pli du Gros Cerveau à une période où il était déjà fortement érodé. Mais l'absence d'Hettangien dans ces lambeaux charriés implique une progression du Trias vers le Nord, postérieurement à la mise en place du lambeau infraliasique.

L'Infralias de Lançon se réduit, puis disparaît à l'Ouest. Sur 600 mètres environ, on n'observe plus trace de la série renversée. Le Keuper s'appuie alors directement sur les dolomies suprajurassiques du Gros Cerveau. Mais, à l'ouest du point 128,1, la série réapparaît, d'abord représentée par le Dogger marneux, donnant un large affleurement, puis par le Lias et l'Infralias, fortement étirés. À l'est de Sainte-Ternide, le Dogger marneux du flanc inverse participe à la formation du repli synclinal qui borde, au Sud, le chaînon du Gros Cerveau. Plus loin, il s'en sépare pour donner, avec le Lias et l'Infralias, une série chevauchante poussée du Sud vers le Nord (planche 4, coupe g).

La série renversée, affectée de quelques failles, se développe à l'Ouest jusqu'au grand décrochement de l'extrémité occidentale du Gros Cerveau. Au-delà de cet accident, dans la colline 88,5, le Rhétien, bien représenté par tous ses horizons, l'Hettangien, le Lias et le Dogger marneux, réduits par étirement, forment sous le Keuper, une série continue qui chevauche, vers le Nord, une écaille synclinale de terrains jurassiques (Bathonien calcaire et Dolomies), poussée sur l'Aptien de la Clavelle (fig. 43 a).

Le flanc sud de l'anticlinal de Lançon et de Sainte-Ternide a une structure encore plus compliquée que dans la partie orientale du bassin (fig. 42).

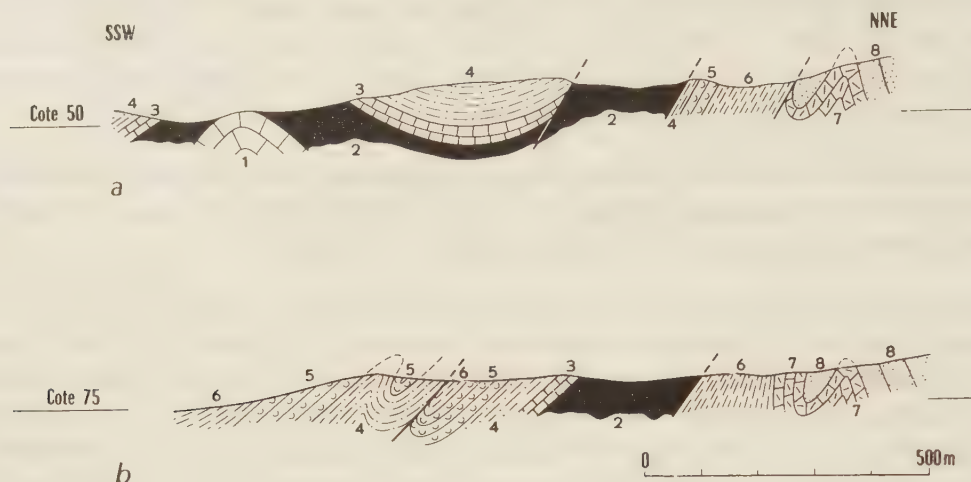


FIG. 42. — Coupes dans le secteur entre Sainte-Ternide et la Piolè, au sud du Gros Cerveau

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien calcaire. — 8. Dolomies suprajurassiques.

En effet, le repli synclinal de la ferme Jacquet se prolonge vers le Nord-Ouest jusqu'au sud de la Piolè, où se situe sa terminaison périclinal sur le Keuper. Mais 50 mètres plus loin, le Rhétien, l'Hettangien, le Lias et le Dogger marneux dessinent un autre synclinal qui se termine comme le précédent sur le Trias, au-dessus de Sainte-Ternide. La faille de la ferme Jacquet est encore bien visible dans ce secteur. Prenant en écharpe les deux synclinaux, ainsi que l'anticlinal à noyau triasique qui les sépare, elle vient mourir dans l'Hettangien de la butte 151,1, à l'extrémité occidentale du deuxième pli synclinal. Cette structure est bien déterminée par un décollement du Lias de la cuvette de Bandol, avec déplacement, vers le Nord-Est, de toute la masse des terrains décollés. Sous le Lias qui conserve une certaine rigidité d'ensemble, l'Infralias et le Trias se plissent dans une direction qui n'est pas celle de la faille de la ferme Jacquet, ce qui laisse supposer que les deux types d'accidents ne procèdent pas des mêmes actions tectoniques.

Au sud-ouest de la butte 151,1, un diverticule anticlinal à noyau triasique crève la couverture sédimentaire en direction du Sud-Est (la même que celle observée au Nord dans le plissement de l'Infralias de la Piolè). Le pli présentant deux flancs normaux tranquilles, au Nord-Est et au Sud-Ouest (fig. 42 a), se termine brusquement contre une faille qui met en contact le Keuper de sa charnière avec le Dogger marneux du centre de la cuvette de Bandol.

À l'ouest de cet accident, le Trias de l'aire anticlinale de Sainte-Ternide supporte des terrains infraliasiques (Rhétien et Hettangien), liasiques et mésojurassiques qui donnent des affleurements réguliers et continus. Aucun décrochement, ni décollement n'affecte cette série de terrains, tranquille jusqu'à la vallée de la Reppe. Avec l'apparition du diverticule anticlinal de la Vernette, cessent, à l'Ouest, les phénomènes tectoniques qui troublent l'ordonnance des couches sur la bordure septentrionale de la cuvette synclinale de Bandol.

Le synclinal de la Milhère, dont nous venons de donner la description du flanc nord, s'ouvre, vers l'Ouest, sur la baie de Bandol. Complétant alors les séries jurassiques du flanc sud (pointe de la Cride et promontoire de la Tourette) et du flanc nord (la Vernette et le Logis Deprat),

on voit apparaître les calcaires du Bathonien supérieur. Ceux-ci, en grande partie cachés par les couches discordantes de l'Oligocène, ne donnent, à l'est de la Reppe, que trois affleurements : le premier, à l'embouchure même de la Reppe, le second, au Logis Deprat et le troisième, à la Gorguette. Le pendage de ces calcaires s'oriente vers l'axe du synclinal, matérialisé par une ligne est-ouest traversant la baie de Bandol, à mi-distance entre le Logis Deprat et la Gorguette.

EN RÉSUMÉ, la dépression de Bandol dessine, à l'est du Grand Vallat, une cuvette synclinale bordée par deux bandes de terrains triasiques appartenant, l'une, au noyau d'un pli déversé sur l'anticlinal du Gros Cerveau, l'autre, à un système d'écaïlles poussé vers le Sud sur une série triasique (Portissol) solidaire du substratum.

Le déversement vers la périphérie des terrains plissés de bordure montre que le bassin synclinal a été soumis à des forces de compression latérale. Celles-ci s'exerçant vers le centre du bassin ont provoqué le décollement du Lias et le plissement des terrains triasiques et infraliasiques subordonnés au Lias décollé. Dans cet ordre d'idées, on peut admettre que le renversement de la faille de la ferme Jacquet, dans la colline de Bédouine, et le mouvement de bascule du synclinal des Côtes du Plan sont des phénomènes dus à la poussée nord-sud, qui seule agit dans cette partie orientale du bassin de Bandol. C'est, en outre, certainement par butée contre l'écaïlle permo-triasique de Sanary que se trouvent déviés vers l'Est les accidents passant par la colline des Côtes du Plan et de la Baume.

3. Collines de Bandol, entre le Grand Vallat et le vallon de la Moutte.

a. *Description.*

Dans cette région se différencient deux zones caractérisées par leur topographie et leur constitution lithologique. Ce sont :

— au Nord, *une zone triasique*, formée de collines calcaires qui s'élèvent en dômes arrondis ou elliptiques au-dessus de dépressions à fond argileux;

— au Sud, *une zone jurassique*, donnant des auréoles de reliefs autour d'un point central qui se situe à l'ouest de Bandol.

Les affleurements triasiques et jurassiques du versant septentrional de la cuvette de Bandol, se prolongent dans ce secteur en décrivant des arcs de cercles concentriques ouverts au Sud, que la mer interrompt dans la baie de la Moutte. Mais une formation qui n'avait pas été observée à l'Est fait son apparition dans les collines de Bandol : c'est le Jurassique supérieur *entièrement dolomitisé* constituant la plupart des reliefs en bordure de la mer.

Malgré la disparition dans la mer des affleurements triasiques, infraliasiques et liasiques des auréoles occidentales, la forme synclinale de cette région apparaît avec évidence grâce à la réapparition du Bathonien calcaire dans l'Ile Rousse et l'Ile de Bandol, toutes deux placées dans le prolongement de l'affleurement des Gorguettes, sur le flanc méridional de la cuvette de la Milhère.

Le bassin synclinal de Bandol, qui prend naissance à l'Est, dans les collines dominant la vallée de la Reppe, se termine ainsi, à l'Ouest, par une large cuvette légèrement déversée au Sud.

b. Zone triasique.

Dans la bande triasique, à l'ouest du Grand Vallat, émergent deux alignements de collines calcaires déterminés chacun par une lame écailleuse de Muschelkalk emballée dans le Keuper (fig. 43).

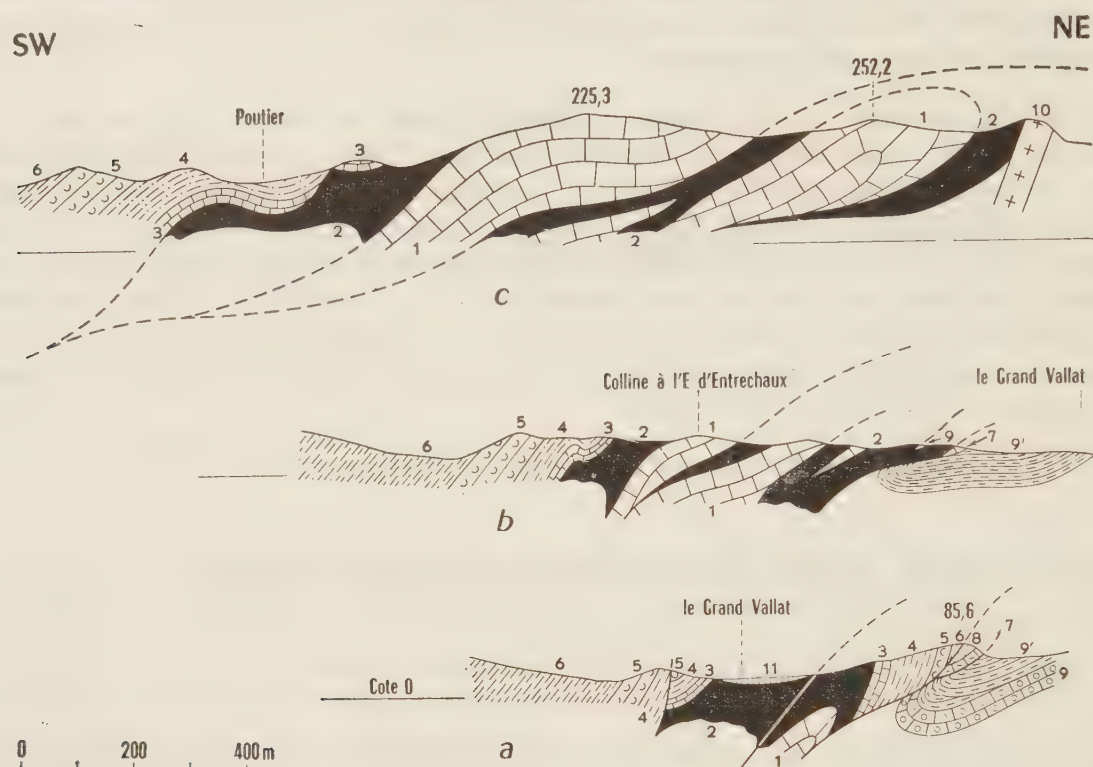


FIG. 43. — Collines de Bandol : coupes à l'est de Maren

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien calcaire. — 8. Dolomies suprajurassiques. — 9 et 9'. Aptien calcaire et marneux. — 10. Calcaires à Hippurites. — 11. Alluvions.

La *lame externe* forme d'abord un anticlinal qui s'ennoie rapidement au Nord sous le Keuper. Réapparaissant plus loin dans un affleurement très étroit, elle s'étale dans le mamelon 252,2, où elle entre en contact avec un banc redressé à la verticale de calcaires à Hippurites. Sur le versant occidental de la colline 252,2, les calcaires inclinés à l'Ouest et au Sud-Ouest disparaissent sous le Keuper de la dépression du Maren.

La *lame interne* débute, elle aussi, par une barre ayant la structure d'une écaille. Chevauchant d'abord les calcaires de la bande externe puis le Keuper, elle s'élève insensiblement dans la topographie jusqu'à la colline d'Entrechaux (altitude 225,3) et de Maren (altitude 250). Superposée aux formations supratriasiques sous lesquelles s'ennoient les calcaires de la bande externe, elle franchit la dépression de Maren pour donner, au Nord, les grands affleurements de Muschelkalk constituant la masse chevauchante triasique du Télégraphe (fig. 43 c et 44 a).

À l'ouest de Maren, le Muschelkalk interne, qui a disparu momentanément sous le Keuper, reparait plus loin, dans une écaille doublée par un anticlinal (fig. 44 b). Une brèche tectonique schisteuse, à éléments infraliasiques très finement broyés, et une lame de dolomies hettangiennes séparent ce Trias interne d'un autre compartiment triasique dans lequel le Muschelkalk se replie en anticlinal (Trias de l'Oratoire Saint-Jean).

La brèche et les dolomies infraliasiques accompagnent le Trias interne. Aussi pouvons-nous considérer la surface de contact anormal sur laquelle cheminent ces formations (accident de Rampale) comme l'équivalent du plan de chevauchement de la nappe triasique du Télégraphe. Le comportement des calcaires à Hippurites, qui se renversent au contact de l'Hettangien, confirme ce point de vue.

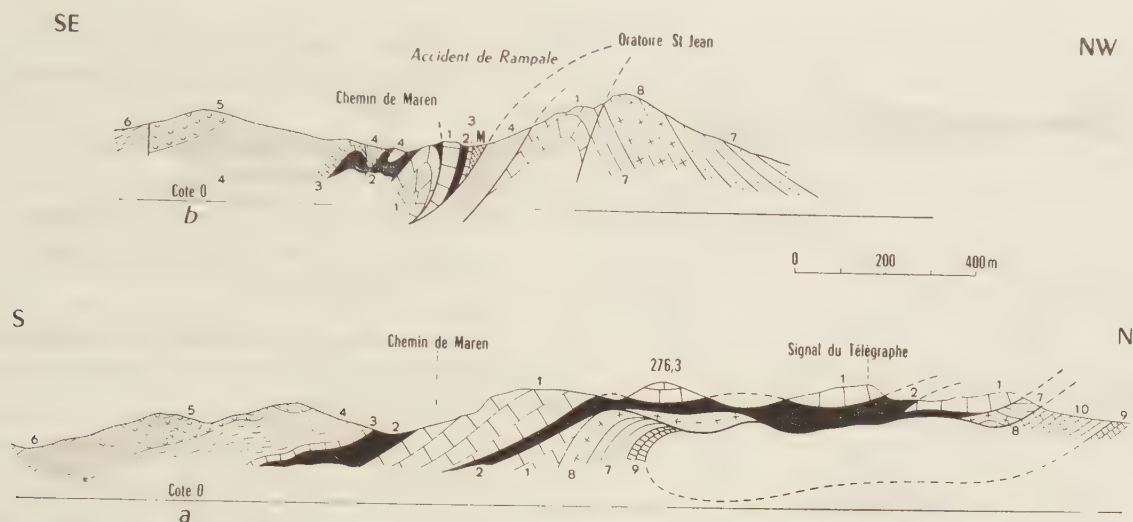


FIG. 44. — Collines de Bandol : coupes à l'ouest de Maren

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Grès et marnes santoniennes. — 8. Calcaires à Hippurites santoniens. — 9. Campanien saumâtre (zone du Plan d'Aups). — 10. Campanien lacustre (Valdo-Fuvélien). — M. Mylonite.

Ainsi, la surface de contact anormal du Télégraphe et de Maren ne se confond pas, à l'Ouest, avec l'accident qui sépare le Trias et le Crétacé de la colline de l'Oratoire Saint-Jean. Pour en trouver la continuation, il faut prolonger la faille de Rampale, vers le Sud-Ouest, à travers le Keuper du Jas des Amandiers. C'est ainsi que nous aboutissons naturellement à une zone faillée formant la limite nord de la cuvette jurassique du Collet Redon.

Le Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean, au contact duquel les calcaires à Hippurites se relèvent seulement, constitue, avec le Keuper qui l'accompagne au Sud, une unité tectonique particulière que j'assimile à celle du Trias externe du secteur du Grand Vallat. Comme elle, elle s'ennoie sous le Trias chevauchant du Télégraphe de la Cadière; elle paraît, comme elle encore, interrompre son développement vers le Nord au contact des bancs redressés du Crétacé supérieur de la bordure méridionale du bassin du Beausset (planche photo VI).

Le Trias externe de Saint-Jean se prolonge, vers l'Ouest, jusqu'à la pointe Grenier, et le Trias interne, subissant un mouvement d'inflexion vers le Sud, vient affleurer dans le vallon de la Moutte, entre les deux flancs infraliasiques d'un anticlinal très resserré.

Le Trias des collines de Bandol est en contact, au Nord-Est, avec l'Aptien de la vallée du Grand Vallat. Sur tout le trajet de la faille qui sépare les deux formations, on n'observe nulle part des formations ayant appartenu au flanc inverse du pli dont le Trias constitue le noyau. L'accident est néanmoins jalonné par des copeaux de Jurassique et de Crétacé, mais ceux-ci représentent, ainsi que nous le verrons plus loin, des lambeaux arrachés à un pli synclinal intermédiaire entre celui du Gros Cerveau et celui de Lançon, Sainte-Ternide, Entrechaux.

Bien que ces copeaux appartiennent à une autre unité géologique, j'en présenterai ici une étude sommaire, afin de définir le comportement tectonique du Trias dans ce secteur.

Sur la rive droite du Grand Vallat, au sud du point 29,4, nous observons, au contact du Trias et de l'Aptien, les terrains suivants (fig. 45 a) :

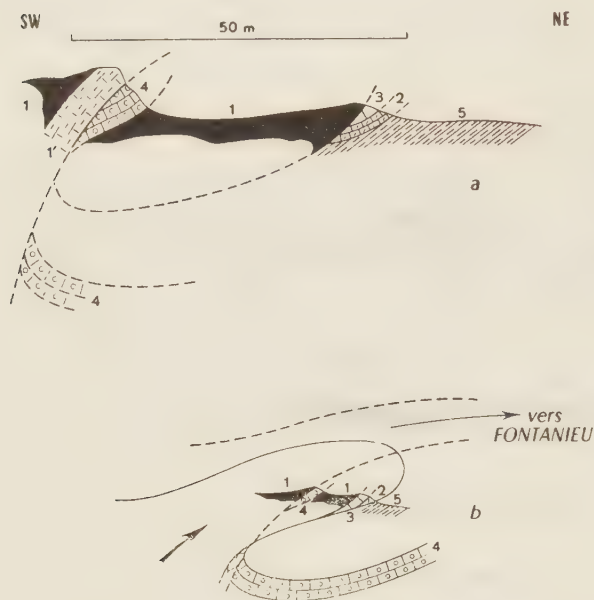


FIG. 45. — Accident à la limite du Trias et de l'Aptien sur la rive droite du Grand Vallat

(a : coupe. — b : Schéma de la mise en place des terrains)

1. Marnes bariolées du Keuper. — 1'. Calcaires dolomitiques et marnes gypseuses du Keuper. — 2. Calcaire roux spathique (Bathonien). — 3. Calcaire blanc portlandien. — 4. Calcaire marneux à silex (Aptien). — 5. Calcaire marneux (Aptien).

- calcaires marneux aptiens;
- calcaires spathiques roux du Bathonien supérieur;
- calcaires blancs du Portlandien;
- argiles bariolées du Keuper;
- calcaires à silex de l'Aptien inférieur;
- argiles bariolées gypsifères, cargneules et marnes du Keuper.

Tous ces terrains, inclinés vers le Sud-Ouest, disparaissent en biseau au Nord-Ouest, dans le contact anormal à la base du Trias.

Cette coupe schématise un système écaillé qui affecte non seulement la retombée méridionale du pli du Gros Cerveau, mais aussi le Trias d'Entrechaux, prolongeant vers le Nord-Ouest celui de Sainte-Ternide et de Lançon. Ce dispositif est assez singulier puisque c'est dans un ordre exactement inverse que nous devrions trouver les copeaux de Jurassique et d'Aptien, si le Trias avait cheminé en bloc sur les terrains crétacés. Il peut toutefois recevoir une interprétation acceptable si l'on envisage la mise en place de ces copeaux en deux phases. (fig. 45 b) :

1° Formation d'un pli faillé à noyau triasique déjeté au Nord-Est sur un synclinal d'Aptien : le Jurassique représenterait alors un lambeau poussé par le Trias sur le Crétacé;

2° Cisaillement de la charnière du pli provoquant un déplacement de grande amplitude du Trias du compartiment sud sur celui du compartiment nord : le copeau d'Aptien, dans ce cas, proviendrait du fond du synclinal chevauché et viendrait s'intercaler entre deux masses de Keuper, l'une, au Nord, qui s'immobilise, l'autre, au Sud, qui poursuit son déplacement.

Ainsi, l'examen de cette coupe conduit à admettre au sein de la masse chevauchante de Trias d'Entrechaux, la formation d'écaillés plus mobiles dans la partie interne que dans la partie externe : ce qui confirme l'observation faite ci-dessus concernant le recouvrement du Trias externe par la masse triasique interne, laquelle s'étale vers le Nord, pour donner la nappe du Télégraphe de la Cadière.

À l'ouest de Maren, le Trias de l'Oratoire Saint-Jean n'entraîne avec lui aucun lambeau de Jurassique ou de Crétacé correspondant à ceux signalés à l'Est, dans le ravin du Grand Vallat.

D'autre part, la lame de terrains infraliasiques, solidaire du Trias interne, n'a pas d'équivalent à l'Est, à la base des formations triasiques d'Entrechaux. Mais elle s'assimile, à l'Ouest, avec un lambeau d'Infralias pincé entre le Trias externe de l'Orphelinat et le Jurassique du Collet Redon.

C'est ainsi que j'ai été amené à admettre le prolongement du plan de chevauchement du lambeau de recouvrement du Télégraphe dans le contact anormal qui limite, au Nord, la cuvette du Collet Redon, et à envisager l'ennoyage du Trias interne sous cette dernière unité tectonique.

c. Zone jurassique.

La structure de cette zone est plus compliquée que ne le laissent apparaître les cartes au 50 000^e et au 80 000^e. Les auréoles de terrains jurassiques ne présentent pas, en effet, la continuité qui se lit sur la carte, et les différentes formations sont affectées d'accidents qui traduisent des mouvements complexes prenant la forme de plissements, de laminages ou de décollements obliques, dans les horizons inférieurs (du Rhétien au Dogger inférieur) et de failles verticales dans les horizons supérieurs (Dogger supérieur et dolomies suprajurassiques).

1^o TECTONIQUE DES TERRAINS INFRA-LIASIQUES ET LIASIQUES. — Des décrochements divisent la zone d'affleurement des terrains infraliasiques et liasiques en compartiments distincts ayant chacun une structure bien définie.

Dans le compartiment est, des coupes en série relevées à partir du Grand Vallat révèlent seulement quelques mouvements de détail affectant surtout l'Infralias (fig. 46 a, b, c). On observe, en particulier :

- la réduction par étirement du Rhétien ;
- le plissement des formations infraliasiques et liasiques sur la partie frontale des affleurements ;
- l'écaillage du Lias et de l'Infralias à l'extrémité orientale des affleurements, c'est-à-dire en bordure du Grand Vallat.

Le pendage de tous ces terrains est NE-SW.

Le Lias, qui conserve en général une inclinaison régulière, présente des bancs massifs non plissés qui s'ennoyent tranquillement sous le Bathonien marneux du vallon des Samats.

Aux Samats, un décrochement orienté NE-SW décale sensiblement vers le Sud-Ouest le Lias d'un autre compartiment, celui de Poutier et de Maren. L'Infralias (Rhétien étiré et Hettangien normal) de cette unité se plisse et vient heurter par faille verticale une table de calcaires rhétiens en position horizontale (fig. 46 d). Ici encore le Lias disparaît tranquillement au Sud-Est sous le Dogger marneux.

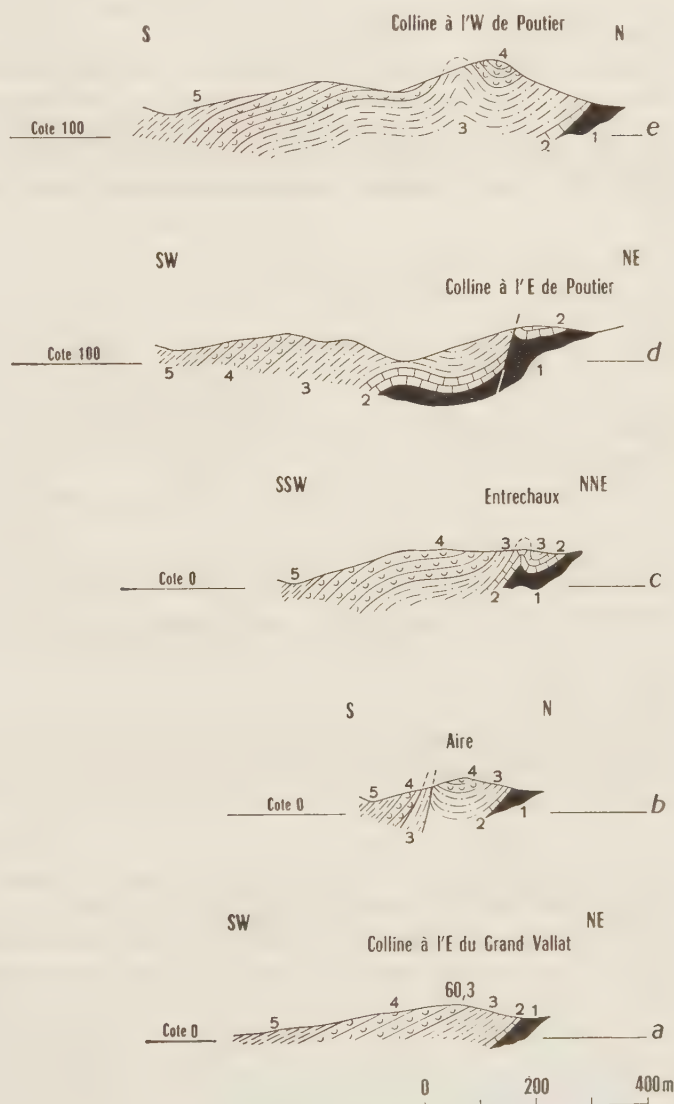


FIG. 46. — Secteur à l'ouest du Grand Vallat : accidents au contact du Trias

1. Keuper. — 2. Rhétien. — 3. Dolomies hettangiennes. — 4. Lias et Bajocien inférieur. — 5. Dogger marneux.

À hauteur de Maren, les affleurements infraliasiques et liasiques subissent un mouvement d'inflexion vers l'Ouest. Mais leur développement est vite interrompu dans cette direction par deux failles de décrochement qui isolent un bloc de dolomies hettangiennes et de Rhétien non affecté, ni par des plissements, ni par des étirements de couches. Le Rhétien, contrairement à ce qui est observé en d'autres lieux, est complet. Contre ce bloc solidaire du Trias sous-jacent, le Lias de Maren se plisse comme s'il avait subi de la part de ce dernier une forte compression latérale (fig. 46 e).

À l'ouest du coin infraliasique, nous pénétrons dans une série de compartiments faisant partie de la bordure méridionale de la dépression triasique du Château de Rampale.

La colline 235,2 constitue la première de ces unités. L'ensemble paraît assez peu tourmenté; mais des accidents de détail montrent que de puissantes forces de compression se sont exercées sur ce matériel au moment de sa mise en place. Au Nord, les couches infraliasiques inférieures se plissent sur le Trias sous-jacent en donnant, juste à hauteur d'une écaille de Muschelkalk, deux replis synclinaux d'Hettangien et un brachyanticlinal à noyau rhétien faillé, déversé au Sud (fig. 44 b). Ces accidents sont très courts; ils disparaissent rapidement à l'Ouest dans une zone où l'Hettangien, puis le Lias entrent en contact par faille avec le Keuper de Rampale après avoir subi un net mouvement d'inflexion vers le Nord-Ouest. L'Hettangien superposé à ces horizons plissés est plus homogène, moins tourmenté. Il supporte une calotte de Lias qu'un décrochement sépare, au Sud-Est, du Dogger marneux de la Garduère. Ce Lias, comprimé latéralement entre les compartiments bien tranquilles de Maren et de la Garduère, se plisse violemment avec déversement des couches, sous le sommet 235,2 (fig. 47). Au Sud-Ouest, les calcaires roux, déviés vers le Nord-Ouest, s'envoient normalement sous le Dogger de la Frégate.

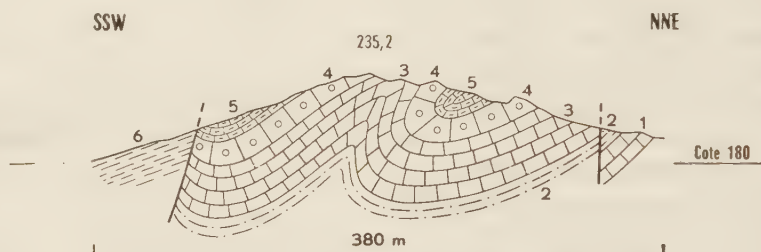


FIG. 47. — Plissement du Lias de la colline 235,2, au nord-ouest de Bandol.

1. Rhétien. — 2. Dolomies hettangiennes. — 3. Charmouthien. — 4. Toarcien. — 5. Aalénien. — 6. Dogger marneux.

La faille contre laquelle viennent se briser les formations infraliasiques et liasiques de la colline 235,2 se prolonge vers le Sud-Est, en bordure du Dogger de la Frégate dans lequel elle disparaît finalement après s'être infléchie vers le Sud-Est.

À l'ouest de l'accident, on observe d'abord un mince affleurement de calcaires liasiques réduit à l'état de mylonite, puis l'Infralias dolomitique et le Rhétien. Les bancs orientés au Sud-Ouest, puis au Nord-Ouest, dessinent un brachyanticlinal légèrement déversé à l'Est sur le Dogger du compartiment voisin. Plus loin vers l'Ouest, les terrains infraliasiques et liasiques, inclinés au Sud et au Sud-Est, deviennent plus tranquilles. Comprenant le Rhétien représenté par tous ses horizons, l'Infralias et le Lias d'une puissance normale, ils constituent un ensemble homogène bien posé sur le Trias. C'est le compartiment du Jas des Amandiers.

Au sud de la colline des Amandiers, la continuité des affleurements infraliasiques et liasiques vers le Sud n'est qu'apparente. Un accident, en effet, orienté Est-Ouest, détermine un écaillage qui se produit ici, phénomène assez singulier, avec décalage latéral des bancs vers l'Est. Percant sa couverture mésojurassique, le Lias de la Frégate, accompagné à l'Ouest par l'Hettangien et le Rhétien, chevauche vers le Nord les terrains de la colline des Amandiers qui se plissent au contact de l'écaillage. Cet accident, souligné par une mylonite à gros éléments, a une amplitude qui croît vers l'Est, en direction opposée à celle du Trias.

Plus au Sud, l'Infralias et le Lias de la Moutte dont les affleurements s'orientent franchement au Sud, se développent dans une série tranquille jusqu'à la mer. Mais, près du rivage, le Rhétien se réduit par laminage, et le

Lias, comprimé, se sépare de l'Hettangien et du Dogger marneux par deux failles longitudinales qui l'amincissent considérablement. Entre ces deux accidents orientés NE-SW, le Lias se plisse pour donner le petit synclinal de la pointe nord de l'anse de la Galère.

Dans le secteur à l'ouest de la colline infraliasique de Maren se détachent donc des compartiments qui réagissent tous d'une manière indépendante à des forces de compression latérales. L'un d'eux constituant une sorte de butoir (colline des Amandiers) est chevauché, au Sud, par les terrains infraliasiques et liasiques de la Frégate. Comprimé de l'Est vers l'Ouest, il se plisse d'autre part localement avec déversement vers l'Est des couches liasiques, sur le compartiment de la Frégate. Le Lias de cette dernière unité, coincé entre le bloc infraliasique de Maren et la masse affaissée du Dogger de la Garduère, se plisse énergiquement. Tous ces accidents apparaissent et disparaissent rapidement sans affecter les terrains des secteurs internes des compartiments. Localisés seulement au contact des compartiments qui s'affrontent, ils illustrent, d'une façon concrète, des phénomènes de tassement de couches par compression latérale.

2^o TECTONIQUE DU JURASSIQUE MOYEN ET DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR. — Le Jurassique moyen marneux paraît avoir « étouffé » les déformations tectoniques qui affectent partout l'Infralias et le Lias.

Seules se prolongent, dans le Dogger marneux, puis dans le Dogger calcaire et dans les dolomies suprajurassiques, les failles verticales orientées NE-SW, sur le trajet desquelles s'effectue le décrochement de la couverture sédimentaire au-dessus du Trias.

La faille des Samats se continue dans le Bathonien marneux et calcaire de la Garduère; le décrochement de la colline 235,2, interrompant le développement de l'écaille liasique de la Frégate, se poursuit jusque dans l'éperon sud de l'anse de la Galère. Parallèlement à ces deux accidents majeurs s'en développent d'autres qui conservent rigoureusement la même direction.

Le rejet vertical de ces accidents est très faible; mais le décalage horizontal des couches, assez prononcé, révèle un déplacement relatif des terrains vers le Nord-Est, dans les compartiments orientaux, et vers le Sud-Ouest, dans les compartiments occidentaux.

Étant donné le prolongement en profondeur de ces accidents (ils atteignent tous le Trias), on ne peut douter que chacun d'eux soit la conséquence du déplacement, par compartiments séparés, du Jurassique de la couverture sur le Trias en mouvement vers le Nord. Le sens général de la translation du Trias pouvant être donné par la direction des décrochements qu'elle provoque, *c'est certainement vers le Nord-Est que se sont déplacées les masses de terrains triasiques qui se trouvent actuellement en position anormale sur le Crétacé du bassin du Beausset*. La faille du Château de Rampale, parallèle aux décrochements, matérialise d'autre part une bordure de nappe conduisant naturellement à une zone d'ennoyage du Trias charrié, sous les terrains jurassiques du Collet Redon.

EN RÉSUMÉ, dans les collines de Bandol, entre le Grand Vallat et le vallon de la Moutte, se dessine une aire synclinale représentant l'extrémité occidentale de la cuvette de Bandol.

Les terrains jurassiques sont affectés par des accidents tectoniques très variés. À leur base, l'Infralias et le Lias se plissent, se froissent, se décolent localement avec chevauchement des blocs écailleux. Des mouvements de translation de plus grande amplitude, au niveau du Trias, provoquent, dans certains secteurs seulement, le laminage du Rhétien. Ces déformations tectoniques, « étouffées » par le Dogger marneux, ne se répercutent pas dans la partie supérieure du Jurassique moyen et dans le Jurassique supérieur. Seuls se manifestent, dans les horizons sédimentaires supérieurs, les décrochements transversaux observés à l'extrémité occidentale du bassin synclinal. Ceux-ci, traquant une sorte de traînage des terrains de couverture, définissent, par leur direction SW-NE, le sens général du mouvement de translation du Trias sous-jacent.

Ce Trias se divise, ici, en deux grandes écailles : la lame externe, anticlinale, rapidement immobilisée contre les formations redressées de la bordure sud du bassin du Beausset; une lame interne, plus mobile, donnant, au Nord, la masse de Trias en recouvrement de Maren et du Télégraphe, après cheminement sur le Trias externe et sur le Crétacé du bassin du Beausset. La lame triasique interne s'ennoie, au Sud-Ouest, sous le Jurassique de la cuvette du Collet Redon.

4. Collines du Collet Redon, entre le vallon de la Moutte et la pointe Grenier.

a. Description.

Dans ce secteur qui a pour limites : au Nord, la crête de la Gache et le promontoire de la pointe Grenier; à l'Ouest et au Sud, le rivage de la Méditerranée; à l'Est, le vallon de la Moutte, on distingue encore deux zones :

— au Nord, *une zone triasique* dans laquelle le Muschelkalk forme une arête rocheuse accolée aux calcaires crétacés de la bordure sud du bassin du Beausset; le Keuper, gisant d'abord dans la large dépression de l'Orphelinat, se prolonge plus loin, sur le versant nord du promontoire de la pointe Grenier;

— au Sud, *une zone jurassique* constituant un plateau sur lequel s'élèvent des reliefs en « pain de sucre » (le Collet Redon, par exemple).

b. Zone triasique.

Le *Muschelkalk* de l'Oratoire Saint-Jean, représentant le Trias externe du secteur géologique de Bandol, franchit la route de Saint-Cyr à Bandol, toujours au contact des calcaires à Hippurites.

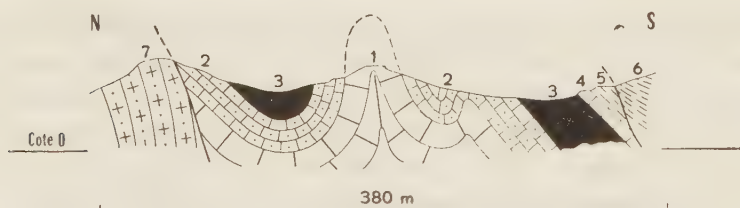


FIG. 48. — Le Trias de la Nartette, au sud-est de la Madrague de Saint-Cyr

1. Muschelkalk. — 2. Lettenkohle. — 3. Keuper. — 4. Rhétien. — 5. Dolomies hettangiennes. — 6. Dogger marneux. — 7. Calcaire récifal à silex (Aptien).

Ces derniers, fortement redressés, tendent à se déverser au Nord dès l'entrée du tunnel de la voie ferrée. Aux abords du sommet de la Gache, les calcaires mésotriasiques, uniformément inclinés au Sud, affrontent une autre formation crétacée constituée par des calcaires clairs à silex et à petits Rudistes que je considère comme appartenant à la base de l'Aptien. Jusqu'au vallon de la Madrague, à l'ouest de la Nartette, le Trias moyen s'appuie, en les che-

vauchant, sur les formations aptiennes légèrement déversées au Nord. Mais le Muschelkalk qui se plisse apparaît formé d'une double arête anticlinale de calcaires noirs vermiculés (Muschelkalk moyen) perçant les marnes et les dolomies jaunâtres de l'horizon supérieur du Trias moyen : la Lettenkohle. Dans un ensellement formé par une remontée, au Nord, des calcaires noirs gît le Keuper (fig. 48).

C'est la première fois, au nord de Bandol, que nous observons l'ennoyage des calcaires mésotriasiques sous une série complète de terrains allant des calcaires noirs vermiculés au Keuper. Ce dispositif ne présenterait pas cette forme si la lame de Trias externe, dont cet affleurement représente le prolongement occidental, avait longuement cheminé au Nord, sur le Crétacé du

bassin du Beausset. Aussi je n'hésite pas à fermer dans l'espace l'anticlinal de la Nartette, considérant ainsi que l'on se trouve là dans la zone d'ennoyage du Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean.

Un décrochement que cachent en grande partie les sables éoliens du vallon de la Madrague décale vers le Nord le Trias de la pointe Grenier.

À l'ouest du vallon, le Muschelkalk constitue le noyau d'un pli anticlinal déversé au Nord. Une mylonite à éléments infraliasiques sépare ce Trias des calcaires marneux du Santonien.

Au-delà d'un autre décrochement, le Muschelkalk fortement redressé s'appuie directement sur les formations du Crétacé supérieur. Replié en synclinal, comme dans le secteur de la Nartette, le Trias moyen recèle dans l'axe de l'affleurement, un lambeau de Keuper. Plus loin, à l'Ouest, nous atteignons l'extrémité de la pointe Grenier où une lame de Muschelkalk calcaire se dresse verticalement entre les marnes santonniennes

et le Keuper (fig. 49). Les calcaires sont accompagnés au Nord par des dolomies jaunes et rousses (Lettenkohle), devenant grises au sommet avec débit en petits parallélépipèdes. Contre cette lame de Muschelkalk s'appuient, au Sud, les marnes bariolées gypsifères du Keuper sous lesquelles gisent des dolomies grises à débit cubique extrêmement froissées. Le raccord de ces dolomies grises avec les calcaires et calcaires marneux mésotriasiques redressés se fait par l'intermédiaire de bancs dolomitiques coupés en sifflet qui remontent contre la barre de Muschelkalk. Ce dispositif me permet de préciser, contrairement aux indications de la carte, l'âge triasique des dolomies grises, et me conduit à admettre la structure anticlinale des formations triasiques qui se dressent à la verticale dans la pointe Grenier. Bien que la structure d'ensemble soit plus complexe ici qu'à la Nartette, on identifie néanmoins un pli anticlinal qui se ferme localement dans l'espace et qui, de ce fait, n'a pu donner un chevauchement de grande amplitude sur le bassin de Beausset.

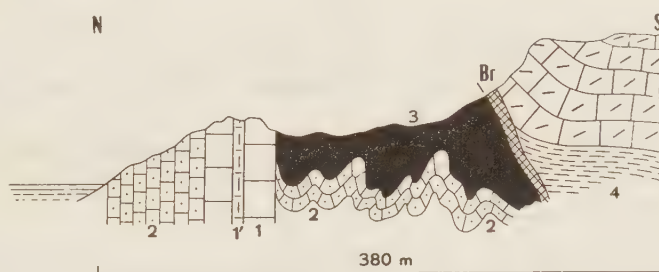


FIG. 49. — Le Trias de la pointe Grenier

1 et 1'. Calcaires et calcaire marneux du Muschelkalk. — 2. Lettenkohle. — 3. Keuper. — 4. Dogger marneux. — 5. Bathonien calcaire. — Br. Brèche.

Le Muschelkalk de la Gache et de la pointe Grenier est recouvert normalement par le Keuper de la dépression de l'Orphelinat et du versant nord du promontoire de la pointe Grenier. Celui-ci prolongeant vers l'Ouest le Keuper de la bande triasique externe de la région de Bandol, supporte des lambeaux d'Infralias (au sud-ouest de la Madrague, au sud de la Nartette) qui se limitent au Sud, ainsi que le Trias sous-jacent, à la faille séparant les terrains jurassiques du secteur du Collet Redon du domaine triasique que nous venons d'étudier.

Le Trias du vallon de la Moutte, représentant la continuation vers l'Ouest de la bande triasique interne des collines de Bandol, sera examiné plus loin.

c. Zone jurassique.

Cette zone est essentiellement constituée de Jurassique moyen, marneux et calcaire, et de Jurassique supérieur dolomitique. Ces terrains reposant, à l'Ouest, sur les formations infraliasiques et liasiques du flanc occidental du pli anticlinal de la Moutte viennent chevaucher au Nord le Trias de l'Orphelinat et de la pointe Grenier.

1° L'ANTICLINAL DE LA MOUTTE. — Contrairement aux indications des cartes géologiques au 50 000^e et au 80 000^e, et aux explications que donne Haug de la région, l'anticlinal de la Moutte est nettement matérialisé par son noyau triasique et par ses deux flancs de terrains infraliasiques et liasiques. La forme de cet accident est d'ailleurs donnée par une coupe relevée sur le chemin du littoral entre l'anse de la Galère et le Port d'Alon (fig. 50).

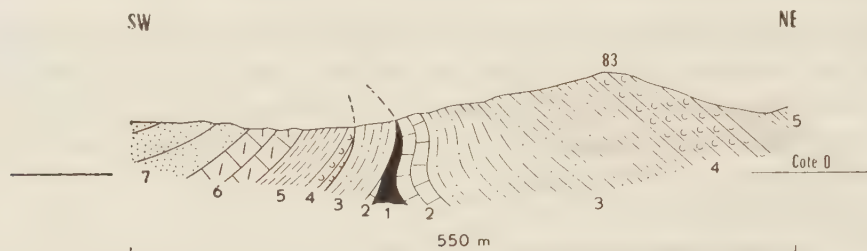


FIG. 50. — Anticlinal de la Moutte, à l'ouest de Bandol (coupe relevée au bord de mer).

1. Keuper. — 2. Rhétien. — 3. Hettangien. — 4. Lias et Bajocien inférieur. — 5. Dogger marneux. — 6. Bathonien calcaire. — 7. Dolomies suprajurassiques.

Le Lias de Galère, incliné 35° E, repose sur les dolomies hettangiennes, sous lesquelles gît le Rhétien. Ces terrains ont une puissance normale ne révélant, sauf à la base du Rhétien, aucun phénomène d'étirement. Le Rhétien, en effet, qui se redresse brusquement, et se renverse même légèrement, vient s'appuyer, par l'intermédiaire d'une giclée de Keuper, sur des bancs verticaux de dolomies hettangiennes auxquels font suite les calcaires roux du Lias, les calcaires marneux et calcaires beiges spathiques du Dogger, fortement inclinés au Sud-Ouest et considérablement réduits par laminage. Des dolomies suprajurassiques, en bancs massifs et en pente faible vers l'Ouest, complètent cette coupe.

La faille qui fait disparaître le Rhétien du flanc occidental du pli, s'écarte, vers le Nord, de l'Infralias du flanc oriental. Dans l'intervalle affleure alors le Keuper sur lequel on voit reposer normalement les calcaires rhétiens de la colline 83,0 placés à la base d'une série jurassique qui conserve partout une puissance normale et que n'affecte aucun accident important. Nous sommes là dans le compartiment tectonique de la Frégate, dont j'ai donné ci-dessus la signification tectonique.

À l'ouest de la faille, la série infraliasique et liasique prend un pendage de plus en plus faible vers l'Ouest. Les affleurements deviennent plus larges, et l'Infralias comporte à la base un peu de Rhétien. Au voisinage du Trias de l'Orphelinat, les affleurements s'infléchissent vers le Nord-Ouest où ils disparaissent, coupés en biseau par le contact anormal situé à la limite des zones triasique et jurassique de ce secteur.

Le Trias et les formations du Jurassique inférieur du vallon de la Moutte appartiennent ainsi à un anticlinal étroit, qui tend à se déverser au Sud-Ouest sur un flanc étiré d'où le Rhétien est supprimé par laminage. Le Keuper, relié au Trias interne des collines de Bandol, apparaît, dans la charnière, sous une forme éjective. Cette éjection de Trias, au sein d'un anticlinal dissymétrique déjeté au Sud-Ouest, résulte certainement d'une compression latérale des terrains de couverture dans le sens NE-SW. Pour expliquer cette action, il faudrait admettre le déplacement par translation horizontale dans cette direction, du compartiment de la Frégate. Or celui-ci chevauche déjà, vers le Nord, le Jurassique inférieur du Jas des Amandiers. Mais ce dernier repose normalement sur son substratum triasique, ce qui implique un déplacement en sens inverse de la masse des terrains jurassiques de la Frégate. Ces deux accidents, qui se développent dans deux directions opposées, illustrent encore nettement les phénomènes de tassement par compression latérale auxquels sont soumis les terrains de couverture dans le bassin de Bandol.

2^o JURASSIQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR DES COLLINES DU COLLET REDON ET DU PORT D'ALON.

— Ces terrains constituent un ensemble massif décrit par Haug comme le vestige septentrional d'une cuvette synclinale qui aurait presque entièrement disparu sous les eaux. Une coupe donnée par cet auteur montre que le Jurassique moyen, soulevé sur les bords nord et est de la cuvette, s'enfonce régulièrement vers le Sud, où apparaissent, au sommet de la série sédimentaire locale, les dolomies suprajurassiques du Port d'Alon et de la pointe du Défend.

Cette interprétation qui ressort d'une lecture de la carte au 50 000^e, La Ciotat, prend une toute autre forme lorsqu'on fait intervenir tous les accidents du secteur.

Une coupe nord-sud reliant la Nartette à la pointe du Défend fait apparaître, en effet, un anticlinal complexe à charnière bathonienne orientée Est-Ouest (fig. 51).

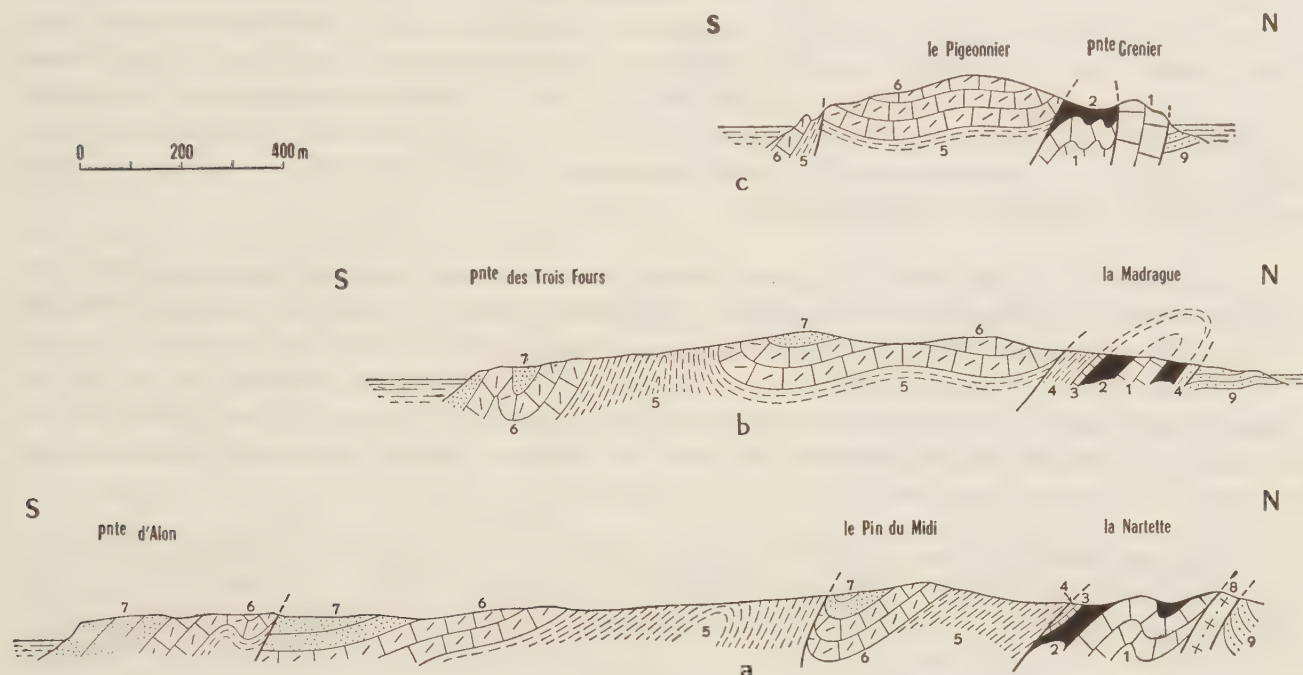


FIG. 51. — Secteur du Collet-Redon et de la pointe Grenier, à l'ouest de l'anticlinal de la Moutte

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Dogger marneux. — 6. Bathonien supérieur calcaire. — 7. Dolomies suprajurassiques. — 8. Aptien inférieur calcaire. — 9. Marnes gréseuses sénoniennes.

Au sud de la Nartette, le Dogger marneux, reposant anormalement sur l'Infralias de la zone triasique septentrionale, plonge vers le Sud, sous un banc massif de calcaires bathoniens. Ceux-ci, supportant les dolomies suprajurassiques, se relèvent, puis se renversent pour donner un synclinal très étroit déversé au Nord (synclinal du Pin du Midi). Les calcaires marneux qui viennent ensuite sont en position renversée. Mais ils se redressent rapidement et prennent insensiblement un pendage sud en décrivant un large anticlinal (anticlinal de l'anse des Trois-Fours). Sur les calcaires marneux qui s'enfoncent au Sud apparaissent successivement les calcaires du Bathonien supérieur, puis les dolomies suprajurassiques. Mais, ce flanc méridional de l'anticlinal des Trois-Fours se plisse secondairement. On voit alors surgir au milieu du Jurassique, qui paraît relativement tranquille, une lame anticlinale de calcaires mésojurassiques se repliant en synclinal sur son front déjeté au Nord (fig. 51 b).

Ainsi, le compartiment jurassique du Collet Redon, faussement désigné sous le nom de « Cuvette d'Alon », se présente, dans cette coupe, sous la forme d'un anticlinal complexe.

L'anticlinal à noyau bathonien s'ennoie vers l'Ouest dans le secteur de l'anse des Trois-Fours (fig. 51 c). Les calcaires marneux, donnant un pli très resserré déjeté au Nord, s'appuient,

par l'intermédiaire d'une faille, sur les calcaires de la pointe Fauconnière. À l'Est, le Dogger marneux, à la base duquel on voit affleurer le Lias, puis l'Infralias du vallon de la Moutte, forme une large voûte sous laquelle disparaît le Trias du Jas des Amandiers.

Le synclinal du Pin du Midi se relève vers l'Est dans la colline du Collet Redon, où il donne une terminaison périclinal déjetée au Nord. À l'Ouest, les calcaires du Bathonien, supportant quelques lambeaux de dolomies, s'étalent en une large dalle (colline du Pigeonnier) qu'une faille divise en compartiments synclinaux. À la faveur de cet accident, les calcaires marneux réapparaissent aux affleurements sous la forme d'une lame anticlinale couchée vers le Nord.

Le flanc nord du synclinal de Pin du Midi s'appuie, avons-nous dit, sur l'Infralias de la zone triasique de la Nartette. À l'Est, le Dogger du Collet Redon, puis le Lias et l'Infralias de l'anticlinal de la Moutte, entrent successivement en contact avec le Keuper de l'Orphelinat sur lequel apparaissent, de loin en loin, quelques lambeaux d'Infralias. Tous ces terrains, s'infléchissant vers l'Ouest, se terminent en sifflet sur le trajet de la faille. À l'ouest de la Nartette, les calcaires marneux disparaissent, à leur tour, sur la ligne de discontinuité; ce sont alors les calcaires bathoniens du Pigeonnier qui entrent en contact avec les formations triasiques de la pointe Grenier : le contact s'établit d'abord avec l'Infralias, puis avec le Keuper.

Au bas de la falaise reliant la pointe Fauconnière à la pointe Grenier, réapparaissent les calcaires marneux du Dogger. Cette formation, faiblement inclinée au Sud, se redresse fortement contre la faille séparant le Trias et le Jurassique; son contact avec le Keuper s'effectue par l'intermédiaire d'une mylonite épaisse formée de gros blocs. Parallèlement à cet accident de bordure des terrains jurassiques se développent d'autres cassures, toujours verticales, qui intéressent à la fois les calcaires et les marnes bathoniennes et dans lesquelles on voit se former des brèches monogéniques lâches, constituées par de gros blocs disloqués.

Des accidents de même nature affectent les formations du flanc sud de l'anticlinal des Trois-Fours. La barre anticlinale de Bathonien calcaire du plateau du Défend s'ennoie à l'Est sous les dolomies jurassiques du Port d'Alon. Le plissement secondaire de cette barre calcaire dans le compartiment jurassique situé au Nord fait apparaître un petit anticlinal de Bathonien supérieur à la pointe des Trois-Fours et un synclinal de dolomies jurassiques, au nord de la pointe du Défend. Tous ces accidents plissés, déjetés au Nord, se développent d'Est en Ouest, parallèlement à l'anticlinal des Trois-Fours.

EN RÉSUMÉ, dans le secteur géologique à l'ouest du vallon de la Moutte, nous observons, accolés l'un à l'autre, deux anticlinaux, l'un étant essentiellement constitué par le Trias (zone triasique nord), l'autre comprenant tous les terrains jurassiques jusqu'aux dolomies (aire anticlinale du Collet Redon).

L'anticlinal triasique de l'Orphelinat et de la pointe Grenier se présente sous une forme qui nous empêche d'admettre un chevauchement de grande amplitude sur le bassin du Beausset. Les terrains qui le constituent représentent le prolongement, vers l'Ouest, de la bande triasique externe qui s'immobilise contre les bancs crétacés redressés de l'Oratoire Saint-Jean et du versant occidental du Grand Vallat.

L'anticlinal jurassique, affecté sur ses deux flancs par des plis secondaires déjetés au Nord, présente au contact du Trias des accidents qui révèlent un mouvement de translation dans une direction parallèle à l'axe du pli anticlinal triasique. Constituant l'enveloppe sédimentaire sous laquelle s'ennoie le Trias interne du secteur de Bandol, il aurait été entraîné par celui-ci vers l'Est, après avoir amorcé un mouvement chevauchant vers le Nord.

D. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DE LA ZONE TRIASIQUE À L'OUEST DE TOULON, ET DU BASSIN DE BANDOL

À l'ouest de Toulon se détache une bande de terrains triasiques tendant à chevaucher, vers le Nord, les formations plissées de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Cette tendance au chevauchement s'affirme à l'Ouest où nous voyons le noyau triasique d'un pli déversé au Nord se diviser en deux lames : l'une externe, s'immobilisant rapidement contre l'obstacle constitué par les bancs redressés de la bordure sud du bassin du Beausset; l'autre interne, s'avancant vers le Nord, sur le Trias externe et sur le Crétacé, pour donner les masses de terrains en recouvrement du Télégraphe et de Fontanieu.

Le Trias externe s'ennoe à l'Ouest dans les secteurs de la Nartette et de la pointe Grenier, tandis que le Trias interne, essentiellement constitué de Keuper, disparaît sous la voûte anticlinale du pli des Trois-Fours, à l'ouest du vallon de la Moutte.

Mais le Trias, manifestement décollé de son substratum au nord du synclinal de Bandol et des collines triasiques à l'ouest de Toulon reste solidaire du Paléozoïque au Sud, dans les régions de La Seyne, de Sanary et de la Reppe. À Sanary, le Muschelkalk et l'Infralias se plissent avec déversement des charnières vers le Sud.

On constate en outre que les formations jurassiques du bassin de Bandol se décollent (secteur à l'est du Grand Vallat; la Frégate et le Jas des Amandiers, dans les collines de Bandol) ou se plissent (anticlinal de la Moutte) en donnant des chevauchements symétriques dirigés vers le Nord et Nord-Est ou le Sud et Sud-Ouest.

Le double déversement périphérique des anticlinaux triasiques et la forme des accidents observés dans le bassin synclinal témoignent encore des fortes compressions qui se sont exercées du Nord vers le Sud, sur les terrains de couverture.

Mais l'existence, à la limite du Paléozoïque et de la couverture sédimentaire, de *points fixes* montrant la parfaite solidarité des terrains appartenant à l'une et à l'autre de ces unités rend impossible l'interprétation de ces faits par la mise en mouvement de la couverture, après décollement à la base du Trias, et écoulement vers le Nord. D'autres forces tectoniques sont mises en jeu; j'en rechercherai l'origine et le mode d'action dans mes conclusions.

*
* * *

III. — CHAÎNONS ET MASSIFS NORD-TOULONNAIS

A. GÉNÉRALITÉS

1. Description et localisation géographique des unités tectoniques.

En suivant, depuis la pointe Grenier jusqu'à la dépression de La Valette, la bordure septentrionale des régions que nous venons d'étudier, nous remarquons que les formations géologiques constituant le bassin synclinal du Beausset se soulèvent vers le Sud contre un système plissé qui les sépare de la zone triasique de Bandol et de Toulon.

À l'Ouest, les bancs crétacés se redressent ou se renversent au contact du Trias de la pointe Grenier et de la colline Saint-Jean, sans autres complications de détails.

Ce dispositif se poursuit jusque dans les hauteurs du Télégraphe, où une masse triasique chevauchante recouvre les terrains renversés du Crétacé supérieur.

Mais, à partir de la cluse du Grand Vallat, la forme générale des accidents de bordure du bassin du Beausset devient plus complexe.

Les terrains crétacés et jurassiques se plissent pour donner l'anticlinal du Gros Cerveau, où les bancs massifs de calcaires urgoniens qui en forment la crête soulignent une topographie qui s'élève progressivement vers l'Est.

La formation urgonienne, sous laquelle l'érosion met à découvert un large affleurement de Jurassique plissé, se prolonge vers l'Est, en s'élevant encore. Franchissant alors les gorges d'Ollioules, elle s'étale dans le massif du Croupatier, où elle forme un entablement rocheux qui se termine, à l'Est, sur la dépression de Dardennes, par les abrupts imposants du Bau de Quatre-Heures.

Au-delà de cette dépression s'élève le massif du Faron dont la constitution géologique, semblable à celle du Croupatier, incite le géologue à rechercher, dans ce relief, le prolongement oriental des chaînons à couronnement urgonien. Malgré ces apparences, ce raccord est impossible.

En raison, toutefois, de sa constitution identique à celle du Croupatier, j'incorporerai le massif du Faron dans la « *zone urgonienne méridionale* » (dénomination déjà donnée par Haug), groupant les unités suivantes : Faron, Croupatier, Gros Cerveau.

Au nord de l'ouvrage du Gros Cerveau, le Cénomaniens et le Turonien du flanc septentrional de l'anticlinal s'écartent de l'Urgonien et s'orientent nettement vers le Nord-Est. Leurs bancs, qui se profilent sous la forme de lames aiguës redressées au Sud-Est (barres de la Jaume et des Aiguilles), ne font plus partie désormais du flanc septentrional du pli qui se dessine dans les chaînons méridionaux. Un large affleurement d'Aptien, formant une voûte anticlinale très étalée, sépare ce Crétacé supérieur de l'Urgonien du Croupatier.

Jusqu'au mont Caumes-Ouest, la bordure méridionale du bassin du Beausset demeure parfaitement soulignée par des assises supracrétacées disposées en bandes continues et parallèles. Mais cette unité de structure cesse d'exister au Sud-Est, dès que l'on pénètre dans le domaine aptien. Au sein de cette formation, en effet, l'anticlinal du Broussan surgit tel un coin, de part et d'autre duquel s'écartent toujours davantage les deux séries de terrains supracrétacés (bassin du Beausset) et infracrétacés (Croupatier), que nous trouvons étroitement unies, et en continuité, dans le secteur du Gros Cerveau.

Ce pli anticlinal auquel topographiquement correspond une dépression (dépression du Broussan) se raccorde à l'Est à d'autres accidents, plus nombreux et plus complexes, qui se développent jusqu'à La Valette, dans un couloir profondément érodé, limité au Nord, par la bordure méridionale du bassin du Beausset et, au Sud, par les massifs de la « *Zone urgonienne méridionale* ». À cet ensemble plissé, dont l'unité apparaîtra dans l'étude analytique, je donne le nom de « *Zone des dépressions du Broussan, de Dardennes et de La Valette* ».

À l'est du mont Caumes-Ouest, la terminaison orientale du bassin du Beausset se soulève. Les terrains qui en constituent le flanc sud ne sont plus en contact, comme au nord et à l'est du Broussan, avec le Jurassique et le Trias de la zone des dépressions. Sur cette limite, en effet, surgissent des formations crétacées, accompagnées parfois de Jurassique. L'ensemble apparaît comme un bourrelet écaillé sous lequel disparaissent en partie, les terrains renversés de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Ce bourrelet constitue une unité nouvelle : la « *Zone des séries renversées et des formations en écailles du Coudon, du mont Combe, du Revest et du mont Caumes-Ouest* ».

EN RÉSUMÉ, entre le bassin du Beausset, dont l'étude sera faite plus loin, et le Trias de Bandol et de Toulon, examiné ci-dessus, s'intercale une région plissée qui commence, à l'Ouest, par un simple anticlinal, et qui se développe, à l'Est, dans un système tectonique très complexe où se détachent trois zones bien distinctes. Cet ensemble est désigné sous le nom de « *Chaînons et massifs nord-toulonnais* ».

2. Interprétation tectonique d'après les anciens auteurs.

Dans son mémoire sur les « Nappes de charriage de la Basse-Provence » (1925), Haug décrit, dans cette région nord-toulonnaise, deux ensembles qu'il désigne sous les noms de « *zone urgonienne* » et « *zone des imbrications* ».

La « *zone urgonienne* » serait caractérisée par un pli anticlinal dissymétrique dans lequel le flanc méridional disparaît progressivement vers l'Ouest, sous les terrains de la nappe du Beausset. Une lame de Jurassique (dolomies), s'élevant jusqu'à l'Urgonien, s'intercalerait, dans le chaînon du Gros Cerveau, entre, d'une part, le Jurassique et le Crétacé autochtone plissé et, d'autre part, le Trias chevauchant. La disparition du flanc sud, difficilement explicable par un étirement des couches, est interprétée par Haug comme le résultat d'une érosion active qui aurait démantelé le pli du Gros Cerveau et du Croupatier peu après sa formation.

Le deuxième ensemble, « *zone des imbrications* », est présenté comme une région plissée, dans laquelle des lames anticlinales ou monoclinales et des bancs décollés se seraient détachés pour donner une série de grandes écailles se chevauchant uniformément vers le Nord.

À l'appui de son interprétation, l'auteur invoque de nombreux étirements de couches et des superpositions anormales sur des surfaces de contact anormal horizontales ou faiblement inclinées au Sud.

Dans cette zone, limitée au Nord par la bordure méridionale du bassin du Beausset et au Sud par l'Urgonien du Gros Cerveau, du Croupatier et du Faron, Haug distingue deux grands compartiments imbriqués :

— au Nord, une bande de terrains crétacés, essentiellement constituée d'Urgonien, représentant le flanc inverse d'un anticlinal déversé sur le bassin du Beausset;

— au Sud, une aire anticlinale constituée par une série de plis, à charnières triasiques ou infraliasiques, d'où se détachent des lames écailleuses qui se chevauchent vers le Nord.

L'Urgonien de la bande septentrionale, se raccordant, dans l'espace, avec celui du Croupatier et du Faron, dessinerait l'enveloppe anticlinale de l'aire disloquée. Celle-ci, participant aux mouvements d'ensemble dont résulte la mise en place des lames écailleuses, se serait décollée de son substratum infracrétacé et jurassique, et aurait cheminé vers le Nord en provoquant les étirements de couches relevés par Haug dans les massifs du Croupatier et du Faron. C'est à la suite de ce déplacement que l'Urgonien du Croupatier serait venu reposer, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal subhorizontale, sur les calcaires mésotriasiques de la dépression du Broussan.

Dans ce schéma général résumant les idées de Haug sur les déformations de la couverture au nord de Toulon, les dislocations sont secondaires par rapport à celles qui ont donné, à l'Ouest, le chevauchement du Beausset. Localisées dans une large aire anticlinale, elles ne justifient pas, par leur structure, des déplacements tangentiels de très grande amplitude.

Zurcher n'est pas de cet avis (1926); il estime, en effet, « que le phénomène qui a engendré la nappe du Beausset ne pouvait, étant donné son ampleur, se terminer par un arrêt brusque, sans que la fin de cette dislocation de premier ordre montrât les détails de sa terminaison ». Pour cet auteur, la ligne de discontinuité du Sud de la chaîne du Gros Cerveau se prolongerait sur le versant méridional du Croupatier. Contournant ensuite ce massif à l'Est, elle s'infléchirait vers le Nord et le Nord-Ouest, pour reprendre, en bordure du bassin du Beausset, une direction ouest-est, après avoir enfermé dans sa ligne sinueuse le Trias et le Jurassique de la « *presqu'île du Broussan* ». L'accident se terminerait dans la dépression de la Chaberte, à l'ouest du Coudon. Les terrains jurassiques et triasiques qui affleurent au sud et au sud-est de cette ligne de discontinuité appartiendraient à la nappe du Beausset. Celle-ci, déformée ultérieurement à sa mise en place par le soulèvement du Gros Cerveau, du Croupatier et de la terminaison orientale du bassin du Beausset, aurait été

presque entièrement détruite par l'érosion. Il ne subsisterait alors, de la grande masse de terrains en recouvrement, que les îlots du Beausset et du Castellet et la « presqu'île du Broussan ».

En 1890, Marcel Bertrand (*in* 1908) avait déjà donné de la région nord-toulonnaise une interprétation différente de la précédente, bien que ses levés aient fait apparaître, entre les terrains jurassiques et crétacés, une ligne de discontinuité concordant en tous points avec celle décrite par Zurcher.

Après avoir, en effet, constaté la terminaison rapide, vers l'Est, des renversements triasiques de la bordure méridionale du Gros Cerveau et du Croupatier, Marcel Bertrand recherche l'équivalent de ce phénomène dans la naissance et le développement sinueux des plis secondaires, dont certains auraient « pénétré de vive force au milieu des assises crétacées » (Broussan), et d'autres se seraient développés en provoquant des étirements et des renversements de couches (bordure sud du bassin du Beausset).

Pour expliquer certains accidents de la région nord-toulonnaise, Marcel Bertrand est amené à invoquer l'action de pressions latérales, dues à un arrêt brusque de plis en face de la masse résistante des Maures. L'étirement des couches jurassiques du soubassement du Faron et l'apparition, dans le Jurassique et le Crétacé de ce massif, d'une lame anticlinale éjective de Trias seraient la conséquence d'une telle action.

Ces idées étaient présentées en 1890. Mais Marcel Bertrand devait les corriger un peu plus tard, en 1899, dans l'une de ses dernières publications : « La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence ». Revenant en effet sur l'hypothèse de l'enracinement du Trias du Broussan, l'auteur écrit : « On trouve de ce côté (à l'est du Beausset) une autre languette triasique, celle de Broussan, qui fait à peu près face à celle de Fontanieu et qui se prolonge entre le Faron et le Coudon... L'analogie doit... malgré les difficultés apparentes, faire examiner l'hypothèse que ce Trias soit superposé au Crétacé. »

Ainsi, dès 1899, l'hypothèse d'une nappe du Beausset qui s'étendrait vers l'Est jusque dans la zone des dépressions jurassiques et triasiques des collines nord-toulonnaises, était présentée par Marcel Bertrand, bien avant que Zurcher ne la développe, pour corriger une « interprétation erronée de Haug » (1925, p. 243).

B. LA ZONE URGONIENNE MÉRIDIONALE

1. Le Faron.

a. *Vue d'ensemble.*

Au nord de l'agglomération de Toulon se dresse le massif isolé du Faron (altitude 539,3 à la Croix du Faron).

Limité, au Sud et à l'Est, par la dépression permienne de Toulon et de Saint-Jean-du-Var, au Nord par la dépression de La Valette et de Dardennes, à l'Ouest par la vallée du Las, ce massif apparaît formé de deux ensembles géologiques, l'un jurassique, l'autre crétacé, entre lesquels se développe, d'Est en Ouest, un accident longitudinal : la *faille du Faron*.

Le Trias, sur lequel reposent, en succession normale ou par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal, les formations de ces deux unités tectoniques, constitue la limite géologique naturelle du secteur étudié. Mais ce Trias, bien défini par ses affleurements au sud, à l'est et au nord du massif, se perd, à l'Ouest, sous les alluvions du Las.

Haug faisait passer dans la profonde vallée creusée par la rivière, le contact anormal périphérique marquant, d'après lui, la terminaison occidentale du massif du Faron. Mes levés, con-

firmant ceux de Marcel Bertrand dans ce secteur, m'ont amené à constater l'inexactitude de cette observation. Les deux compartiments géologiques du massif, non limités dans la vallée du Las par un accident, mais toujours séparés par la faille du Faron, se prolongent, en réalité, dans le massif jurassique des Quatre-Chemins des Routes et des Moulins, bordé à l'Ouest par l'anticlinal à noyau triasique de l'ancien Fort des Pomets.

Afin de respecter les *limites géologiques naturelles du massif du Faron*, la description que j'en donne s'étendra, dans cette direction, jusqu'à la dépression de l'Oratoire et de la Minorque.

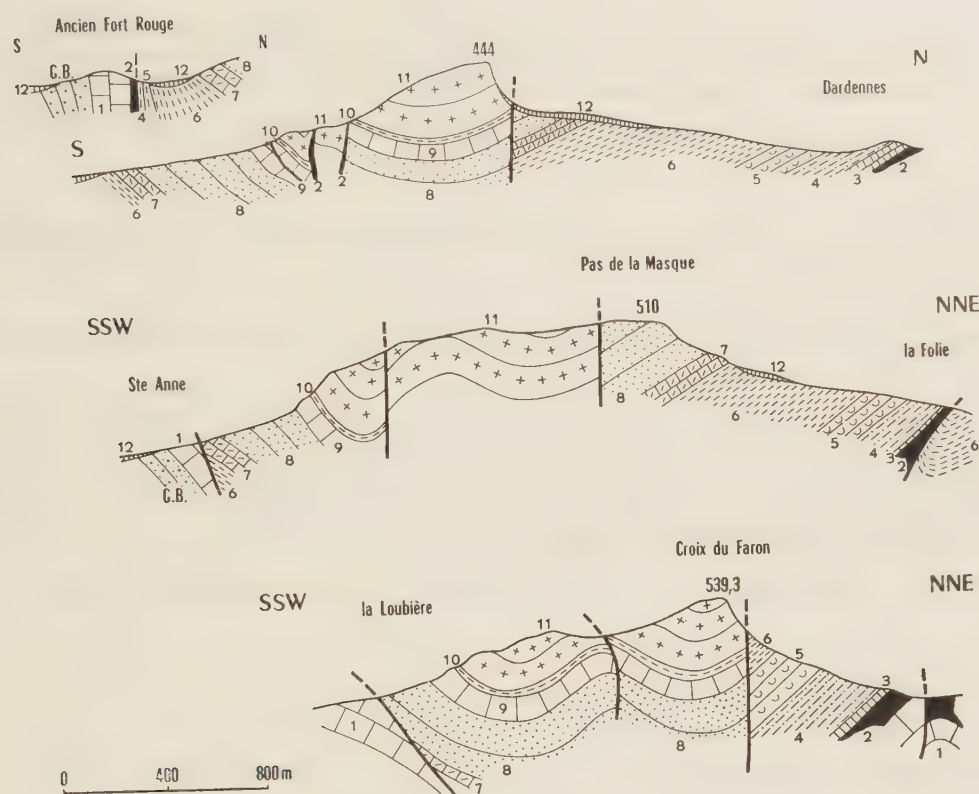


FIG. 52. — Le mont Faron

G.B. Grès bigarré. — 1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien supérieur calcaire. — 8. Dolomies suprajurassiques. — 9. Portlandien. — 10. Néocomien. — 11. Urgonien. — 12. Éboulis et alluvions.

(De bas en haut : coupes a, b et c).

b. Structure générale du massif.

Une coupe sud-nord allant du quartier Sainte-Anne à la ferme de la Folie, par la batterie du Pas de la Masque, donne un profil d'ensemble dans lequel ressortent, avec leurs principales caractéristiques, les deux unités tectoniques du massif (fig. 52 b).

Sur le Trias de Sainte-Anne, constitué par du Grès bigarré et du Muschelkalk inclinés 45° au Nord, reposent, avec un pendage plus faible de 15 à 20° , les calcaires bathoniens du soubassement du Faron. Une faille, à fort pendage nord, sépare les deux formations.

Au-dessus des calcaires bathoniens affleurent les dolomies, auxquelles succèdent le Portlandien, le Néocomien, puis l'Urgonien. Le pendage des couches, d'abord assez faible à la base, s'accroît au sommet où il accuse 45° N à l'aplomb de la falaise urgonienne.

Les bancs d'Urgonien, se redressant ensuite, vers le Nord, franchissent une zone fracturée au-delà de laquelle se fait un nouveau changement de pendage. Puis, nouvelle remontée des bancs qui viennent ainsi, en position faiblement inclinée au Sud, heurter les dolomies jurassiques du Pas de la Masque, par l'intermédiaire de la faille verticale du Faron.

Les dolomies jurassiques de la batterie du Pas de la Masque, sur lesquelles on trouve un petit affleurement de Portlandien (Caserne du Centre), forment un large promontoire qui domine au Nord les pentes du massif. Sous leurs bancs inclinés au Sud, gisent les calcaires du Bathonien supérieur, auxquels font suite, successivement, le Dogger marneux, les calcaires roux du Lias, puis les dolomies infraliasiques. Tous ces terrains, présentant la même inclinaison que les dolomies, ne sont affectés d'aucun étirement, ni d'aucun plissement secondaire. L'ensemble est massif, homogène et relativement calme.

Mais cette apparente tranquillité cesse lorsqu'on atteint les couches sous-jacentes aux dolomies infraliasiques. Le Rhétien en effet, broyé et laminé, n'apparaît aux affleurements que sous la forme de fragments de calcaires en plaquettes ou de dolomies, enrobés d'argiles rouges et de cargneules triasiques (Keuper).

Au nord de cet affleurement tourmenté de Rhétien et de Trias, apparaît le Dogger marneux d'une autre unité tectonique : *le synclinal de la Folie*.

Dans cette coupe, ressortent les principales caractéristiques des deux compartiments tectoniques du massif du Faron :

— au Sud s'individualise, entre deux contacts anormaux, une aire synclinale qui accuse, dans sa partie médiane, un intense froissement de couches ;

— au Nord, une masse de terrains jurassiques se soulève d'un seul bloc contre le compartiment méridional, sans plissement, ni étirement de couches. Le broyage du Rhétien, à la base de ces formations, montre que l'ensemble a été soumis à de puissantes actions tectoniques, dont les seules assises inférieures auraient supporté les effets.

À la lumière des faits relevés dans cette coupe, je vais maintenant décrire chacune de ces unités.

c. *Compartiment urgonien.*

Je décrirai dans cette unité les terrains jurassiques, couronnés d'Urgonien, du compartiment sud du Faron.

À l'est de Sainte-Anne, le Jurassique moyen calcaire, le Jurassique supérieur et le Crétacé donnent, sur tout le versant méridional du massif, des affleurements continus jusqu'au pied du Fort Faron. Les différentes formations conservent une puissance uniforme et leurs pendages sont les mêmes que ceux relevés dans la partie centrale du massif.

Plus à l'Est, ces terrains s'interrompent brusquement sur une faille subverticale qui coupe l'extrémité orientale du massif selon un tracé rectiligne orienté SW-NE. Contre cet accident, disparaissent d'abord les calcaires bathoniens, puis les dolomies suprajurassiques, le Portlandien et le Néocomien. Sous le Fort Faron, l'Urgonien toujours incliné au Nord est à son tour atteint par la faille.

Au nord-est du point 310,2, il est impossible de suivre le contact anormal. Celui-ci est en effet caché par les éboulis et brèches qui s'accumulent sur les pentes du massif. Mais, la réapparition, à l'est du Fort Faron, d'un affleurement de dolomies jurassiques et de calcaires blancs portlandiens, relié, plus au Nord, à une lame de Néocomien qui s'intercale dans l'Urgonien, montre que ce dernier, à la faveur d'un mouvement anticlinal (fig. 52 a), s'éloigne localement de la faille.

L'Urgonien abaissé de nouveau par un plissement synclinal, au nord de la caserne retranchée, rejoint l'accident par-dessous les brèches sédimentaires, juste avant de s'interrompre brusquement contre la faille du Faron.

La forme synclinale de la dalle urgonienne, bien apparente ici, révèle par certains détails de structure l'intense froissement de la zone médiane du massif. C'est, d'abord, la remontée des formations suprajurassiques (dolomies et calcaires blancs) jusqu'à la cote 340, dans l'axe du bourrelet anticlinal du Fort Faron. C'est, ensuite, l'écaillage du flanc septentrional de la ride médiane, souligné par une duplicature du Crétacé inférieur : le synclinal crétacé de la Croix du Faron, décollé de son substratum jurassique, chevauche localement vers le Sud le flanc nord du bombement anticlinal du Fort Faron.

À l'est du contact anormal, contre lequel butent latéralement les formations plissées du Faron, n'affleure que le Trias. En descendant vers La Valette, on observe d'abord, sur une largeur de 500 mètres, les bancs massifs, calcaires et dolomitiques, du Muschelkalk, faiblement inclinés au Nord-Ouest (10 à 12°). Puis, vient le Grès bigarré qui repose normalement sur le Permien. Nous sommes là sur le versant nord-ouest de l'anticlinal à charnière permienne de Saint-Jean-du-Var. Aucun plissement secondaire n'affecte cette masse triasique qui a été soulevée en bloc par le Permien sous-jacent avec lequel elle demeure solidaire.

À l'ouest de Sainte-Anne, les formations jurassiques et crétacées se développent, toujours avec les mêmes pendages et la même puissance, jusqu'à la carrière qui s'ouvre dans l'Urgonien, à l'est du Fort Saint-Antoine.

Au-delà de la carrière, les accidents évoluent vers des formes plus caractéristiques traduisant la nature des actions tectoniques auxquelles a réagi ce compartiment du Faron (fig. 52 c).

Le Trias de Sainte-Anne qui se prolonge dans le petit mamelon de l'ancien Fort Rouge, accuse, du Sud vers le Nord, une nette accentuation de pendage. Sous le fort, le Muschelkalk devient même subvertical.

La série jurassique, en contact avec ce Trias, constituée jusqu'ici de Dogger et de Jurassique supérieur, se complète, au nord du Fort Rouge, par des bancs verticaux de Lias et d'Infralias, considérablement réduits par étiement. Ces formations, séparées du Muschelkalk par une couche de cargneules (Keuper et Rhétien broyés), supportent, vers le Nord, les terrains de moins en moins inclinés du Dogger et du Jurassique supérieur.

Au Fort Rouge, il n'y a donc pas continuité parfaite entre le Trias et le Jurassique. *L'accident situé à la base du Faron prend ici la forme d'une flexure subverticale dont la formation met en jeu le déplacement ascendant du dôme anticlinal permo-triasique de Toulon.* L'évolution, vers l'Est, de cet accident en une faille contraire s'accompagne de la disparition des couches de Jurassique inférieur; son atténuation, vers l'Ouest, se traduit, dans la colline 55,5 du quartier des Quatre-Chemins, par un étalement des affleurements liasiques et infraliasiques. Contournant, à l'Ouest, les collines jurassiques des Quatre-Chemins, la faille rejoint l'axe anticlinal du pli des Pomets, où le Trias apparaît sous la forme d'une lame éjective de marnes irisées.

Sur les pentes du Faron, que nous gravissons au nord du Fort Rouge, la succession normale des assises jurassiques et crétacées est brusquement interrompue par une intrusion de marnes gypsifères du Keuper. Cette formation triasique, très plastique, s'insinue d'abord, par une faille unique, dans le Jurassique supérieur qui apparaît très peu affecté par l'accident. On note seulement, au contact du Keuper, la présence d'une brèche argileuse renfermant des blocs de dolomies et de calcaires infraliasiques. Plus haut, l'accident se prolonge dans l'Urgonien par un faisceau de failles s'ouvrant en éventail vers le sommet de la formation. Pris entre les deux failles extrêmes, un coin de calcaires urgoniens extrêmement broyés se présente en position affaissée par rapport aux deux compartiments voisins dans lesquels les terrains du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur se correspondent de part et d'autre de la zone accidentée, comme si celle-ci n'existait pas. Nous avons là une véritable « pincée » de calcaires urgoniens, correspondant au synclinal faillé de la Caserne du Fort Faron, à l'extrémité orientale du massif.

Cet accident, reconnu par M. Bertrand (1888 *b* et 1908), a reçu, de la part de cet auteur, une interprétation que je partage en tous points. « Il ne reste donc à invoquer, écrit M. Bertrand, que

l'existence d'un pli secondaire très brusque, oblique à la direction générale, une sorte de pincement des couches sur le bord du synclinal, faisant pénétrer le Trias au milieu du Bathonien, comme le Trias de Broussan pénètre, par une bande, il est vrai plus large, au milieu du Crétacé qui forme le bord du bassin du Beausset. »

Cette bande de terrains triasiques, se continuant au Sud-Ouest, doit rejoindre, par-dessous les brèches sédimentaires, le Keuper de la vallée du Las qui affleure au nord du Fort Rouge.

Poursuivant notre ascension vers le Nord, nous recoupons successivement, au-delà de l'accident, le Portlandien, le Néocomien, puis l'Urgonien de l'extrémité orientale du massif. Ces terrains, d'abord inclinés au Nord-Est, s'infléchissent vers le Nord, pour venir finalement heurter le front de la grande faille du Faron. À l'approche du contact anormal, le Portlandien accuse un net rebroussement et le Néocomien, laminé, tend à disparaître.

Les dolomies suprajurassiques qui affleurent sous le Portlandien s'observent, non seulement sur le versant occidental du Faron, mais aussi — ce qui infirme les observations de Haug dans ce secteur — dans une partie de la colline des Quatre-Chemins, sur la rive droite du Las. Sous ces dolomies apparaissent de part et d'autre de la vallée, toujours avec un même pendage SW-NE, les calcaires du Bathonien supérieur, puis le Dogger marneux, auquel succèdent, au Sud-Ouest, le Lias et l'Infralias de la colline 55,5. Ce compartiment jurassique appartient entièrement au soubassement du Faron : limité, au Nord, sur l'une et l'autre rive du ruisseau du Las, par la grande faille du Faron, il représente une zone dans laquelle s'épanouissent, au-dessus d'un Trias caché par les alluvions et brèches sédimentaires, les assises inférieures du soubassement qui étaient apparues, au nord du Fort Rouge, sous la forme de lames étirées.

d. *Compartiment jurassique.*

Les terrains jurassiques du versant nord du Faron, constituant un bloc homogène peu tourmenté, se développent, à l'Est, jusqu'au Trias de La Valette et, à l'Ouest, jusqu'à l'axe anticlinal du pli des Pomets.

À l'Est, le Jurassique supérieur, le Jurassique moyen, le Lias et l'Infralias donnent des affleurements qui s'interrompent, l'un après l'autre, contre l'Urgonien du compartiment méridional, puis le Trias de Saint-Jean-du-Var. L'accident (faille du Faron) sur lequel se fait cet arrêt brusque des assises jurassiques affecte en profondeur le Muschelkalk et le Grès bigarré. La continuité des affleurements observée de part et d'autre de l'accident, au niveau du Trias, est plus apparente que réelle. Réelle dans le Permien, elle est détruite au Nord-Ouest par un ennoyage plus rapide, dans le compartiment septentrional du Faron, des assises infra et mésotriasiques.

On ne peut donc considérer comme appartenant à la même unité tectonique les deux masses de Muschelkalk qui affleurent de part et d'autre de l'accident du Faron.

Le Trias sous-jacent au Jurassique du compartiment nord comprend, du côté de La Valette, le Grès bigarré, le Muschelkalk et le Keuper qu'une faille longitudinale sépare des autres affleurements triasiques de la dépression de La Valette. Sur ce Trias, l'Infralias est bien représenté par ses deux horizons : l'Hettangien et le Rhétien; mais il est, ainsi que le Lias qui l'accompagne, affecté par de petits plissements qui déforment les bandes d'affleurement.

Plus à l'Ouest, le Trias et le Rhétien, après avoir disparu sur 400 mètres environ, à la base des terrains infraliasiques du Faron, réapparaissent dans le noyau d'un pli-faille déjeté au Nord. Nous avons déjà vu que ces formations, broyées et étirées, supportent des assises jurassiques non plissées.

Ce dispositif, assez particulier, montre deux manières de réagir à la couverture sédimentaire : lorsque les couches de terrains réagissent jusque dans le Jurassique moyen, elle se présente avec

un Infralias et un Lias comprenant tous les horizons stratigraphiques (secteur est) ; lorsque la couverture réagit par un soulèvement en bloc, sans accidents secondaires, elle affecte la forme d'une masse chevauchante à la base de laquelle le Rhétien a été détruit par broyage et étirement.

À l'ouest du promontoire dolomitique de la batterie du Pas de la Masque, la même succession de terrains s'observe jusqu'à Dardennes. Là, avec la réapparition d'un large affleurement de Trias plissé, on voit affleurer de nouveau le Rhétien. Mais le Keuper, accompagné de l'Infralias, dessine ici un double pli anticlinal, l'un dirigé au Sud, en direction des Moulins, l'autre orienté NE-SW, dans l'axe de l'anticlinal des Pomets (anticlinal des Moulières). L'affleurement triasique des Moulins, s'ennoyant sous l'Infralias, le Lias et le Jurassique de la vallée du Las, divise le Jurassique du compartiment nord du Faron, en deux parties, correspondant chacune à un flanc du pli secondaire des Moulins. Le flanc sud-est est formé par les terrains jurassiques du soubassement du massif du Faron. Le flanc nord-ouest est constitué par des terrains qui se relèvent au Nord contre le noyau triasique du pli des Pomets (fig. 53). Il se forme ainsi, à l'ouest du pli des Moulins, une petite cuvette synclinale limitée, au Sud, par la grande faille du Faron, et, à l'Ouest, par le Trias de la dépression de l'Oratoire.

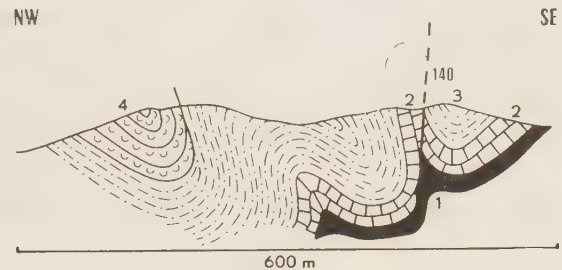


FIG. 53. — Le pli des Moulières, au sud du Revest

1. Keuper. — 2. Rhétien. — 3. Hettangien. — 4. Lias.

La continuité des terrains jurassiques des deux compartiments du Faron étant parfaite de part et d'autre de la vallée du Las, il est impossible de faire passer sous les alluvions du ruisseau un accident qui ne serait, d'après Haug, pas autre chose que le prolongement de la ligne de contact anormal qui sépare les terrains du soubassement de la masse principale du Faron.

EN RÉSUMÉ, le massif du Faron dont les limites géologiques s'étendent au-delà de la vallée du Las, jusqu'à l'anticlinal des Pomets et la dépression de l'Oratoire, est formé de deux unités tectoniques bien distinctes.

Au Sud, une masse de terrains jurassiques couronnée par une dalle d'Urgonien représente une aire synclinale plissée au sein de laquelle s'insinue un « filon » de Trias extrusif.

Au Nord, les terrains jurassiques constituent un bloc homogène peu tourmenté qui se soulève d'une seule pièce contre le compartiment méridional plissé.

Entre ces deux unités tectoniques se développe une faille verticale qui se termine aux deux extrémités du massif dans les formations triasiques.

L'augmentation du rejet de la grande faille du Faron dans la partie médiane du massif est due à la forme en *demi-cuvette synclinale* du compartiment jurassique septentrional.

La description qui précède ne peut conduire à faire admettre, avec M. Bertrand et É. Haug, le raccordement, aux deux extrémités du massif, de la grande faille du Faron avec l'accident du versant sud. Celui-ci, en effet, passant de la simple flexure à la faille contraire, avec une augmentation progressive du rejet vers l'Est, se prolonge, en profondeur, dans le substratum permien, ainsi que le montre la participation de ce terrain au mouvement ascendant des formations triasiques non plissées des pentes méridionales et orientales du Faron.

Le décollement de la couverture sédimentaire annoncé par la sortie éjective du Keuper dans le Jurassique et le Crétacé du compartiment méridional, s'affirme au Nord, dans le secteur de l'Ubac, où l'on voit une grande masse de terrains jurassiques non plissés, chevaucher, par l'intermédiaire du Keuper et du Rhétien broyés, le Dogger marneux du synclinal de la Folie.

Mais ce décollement ne fait apparaître aucun mouvement de translation, vers le Nord, des

terrains jurassiques et crétacés constituant le massif. En effet, par l'intermédiaire du Trias du Fort Rouge et de celui de La Valette, les deux compartiments du Faron se montrent toujours solidaires du substratum permien et infratriasique de la dépression toulonnaise.

En l'absence de tout déplacement vers le Nord, la mise en place de ces unités tectoniques n'a pu se faire que par décollement vertical d'un lambeau de couverture coincé entre les dômes permien de Toulon et de La Valette et la zone plissée de Dardennes et de la Folie.

Ce phénomène implique une compression tangentielle orientée Nord-Sud.

Le compartiment jurassique du versant septentrional du Faron apparaît alors comme un immense bloc de terrains de couverture qui, après avoir été soulevé entre deux accidents parallèles, aurait *chevauché passivement* une bande synclinale de terrains jurassiques (synclinal de la Folie), en mouvement vers le Sud.

Le compartiment urgonien, comprimé entre ce bloc et les dômes permo-triasiques de Toulon et de Saint-Jean-du-Var, s'est plissé longitudinalement. Dans la charnière du pli médian, le Keuper pincé a été éjecté dans les failles qui atteignent l'Urgonien du couronnement du massif.

2. Le Croupatier.

a. *Vue d'ensemble.*

Le Croupatier dresse sa masse imposante de terrains jurassiques et crétacés au nord de Toulon.

L'entablement de calcaires urgoniens, qui en forme le sommet, se termine au Sud-Est et à l'Est par des abrupts sous lesquels s'étale un vaste talus de terrains jurassiques conduisant à la dépression triasique, à l'ouest de Toulon.

À l'Est, la falaise urgonienne souligne le relief d'un promontoire élevé (Bau de Quatre Heures, altitude : 576 mètres) qui se dresse au-dessus de la vallée du Las et de la dépression des Pomets.

À partir de ce point, le rebord escarpé de la dalle urgonienne, doublé par une barre de calcaires bathoniens, forme, au-dessus du couloir du Corps de Garde, une ligne de crête qui descend en pente douce jusqu'à la dépression du Broussan.

Là, avec la disparition de l'Urgonien sous l'Aptien d'Évenos, se limite, au Nord, le massif du Croupatier.

Bien que de part et d'autre des gorges d'Ollioules, vers lesquelles conduit cette limite septentrionale du massif, les terrains jurassiques et crétacés du Croupatier et du chaînon du Gros Cerveau se correspondent parfaitement, je limiterai la description du premier à cette coupure topographique.

b. *Structure du massif.*

Le massif du Croupatier est un anticlinal dissymétrique orienté Est-Ouest.

Le *flanc septentrional*, très développé, comprend tous les terrains, allant du Trias à l'Aptien, qui affleurent, avec un pendage SE-NW, dans la partie principale du massif située au nord de la dépression de Château Vallon et de l'Oratoire; la dalle urgonienne couronnant le massif, en constitue l'assise supérieure.

Le *flanc méridional*, très réduit, est en grande partie recouvert par les formations lacustres ou éruptives de l'Oligocène. Constitué seulement par des terrains jurassiques, il se replie, dans les collines de la Cardeille, en un synclinal que chevauche, au Sud, le Trias de l'Ouest de Toulon.

La charnière de l'anticlinal du Croupatier, faisant affleurer à l'Ouest (gorges d'Ollioules) les dolomies suprajurassiques de la Courtine, s'ouvre à l'Est pour laisser apparaître successivement le Jurassique moyen, puis le Jurassique inférieur et le Trias. Ces terrains se raccordent au Nord-Est avec les assises du flanc nord-ouest du pli de l'ancien Fort des Pomets.

Celui-ci, soulevant au Nord-Ouest les formations jurassiques du Croupatier et au Sud-Est celles du Faron, délimite nettement les deux unités tectoniques qui se font face de part et d'autre de la vallée du Las. Dans sa charnière, épanouie au Sud-Ouest, gisent les terrains triasiques qui se développent à l'ouest de Toulon dans un faisceau de plis déjà décrit, à la limite des massifs paléozoïques.

Bien que l'anticlinal des Pomets se poursuive au Nord-Est jusqu'à Dardennes, par le pli des Moulières, nous n'observons pas, dans cette direction, le prolongement des assises jurassiques qui constituent le flanc septentrional du pli du Croupatier. Un accident, provoqué par le soulèvement d'une masse jurassique en tous points comparable, par sa position tectonique, à celle du versant nord du Faron, marque, en effet, la brusque terminaison du massif vers le Nord-Est. Cet accident (*faille du cap Cros*), prenant naissance dans le Dogger marneux du Nest, se prolonge sans interruption jusqu'au Broussan, en suivant exactement la falaise qui domine au Sud-Est, la dépression du Corps de Garde.

Dans l'unité tectonique du Croupatier ainsi définie, je décrirai, en raison de leur comportement particulier :

— *le soubassement jurassique*, formé essentiellement des terrains méso et suprajurassiques du versant méridional du massif ;

— *le couronnement calcaire* constitué par le Portlandien, le Néocomien et l'Urgonien du sommet de massif.

Cette description sera précédée d'une analyse du *pli de l'ancien Fort des Pomets*. Pour arriver, en outre, à une meilleure compréhension de la structure du massif, j'examinerai la position tectonique du Jurassique du cap Cros, ainsi que la structure du compartiment jurassique servant de soubassement au promontoire.

c. Le pli de l'ancien Fort des Pomets.

Au nord des Quatre Chemins des Routes, après avoir laissé à gauche le chemin stratégique du Croupatier, nous suivons un itinéraire en direction du hameau des Pomets (fig. 54).

À 500 mètres de la bifurcation, exactement sous l'ancien Fort des Pomets, nous passons du Bathonien marneux au Lias, puis à l'Infralias dolomitique et au Keuper. Ces terrains, fortement inclinés au Sud-Est, à l'exception toutefois des assises moyennes et supérieures du Dogger, constituent le bord nord-ouest de la cuvette synclinale des Quatre Chemins, considérée comme une dépendance du compartiment jurassique du versant nord du Faron.

Les marnes irisées du Keuper, affleurant sur une vingtaine de mètres, s'appuient au Nord-Ouest sur une couche de dolomies hettangiennes, à laquelle succède, toujours fortement inclinée au Sud-Est, une formation plus épaisse (50 mètres environ) de Lias, dans laquelle on reconnaît le Domérien et l'Aalénien calcaire. Les bancs liasiques marneux ont, en effet, disparu ici par laminage. Plus loin affleure le Dogger marneux, incliné d'abord au Sud-Est, puis au Nord-Ouest, sur lequel repose le Bathonien calcaire de l'éperon du Nest. Nous pénétrons ici dans le soubassement jurassique du Croupatier.

Les terrains que nous venons de traverser sur ce court itinéraire, dessinent un anticlinal aigu déversé au Nord-Ouest (*anticlinal du Fort des Pomets*). Dans la charnière du pli, une lame de Keuper éjectée supprime par laminage le Rhétien (des fragments de ce terrain sont toutefois observés dans la brèche de friction qui sépare le Trias et l'Hettangien du flanc sud).

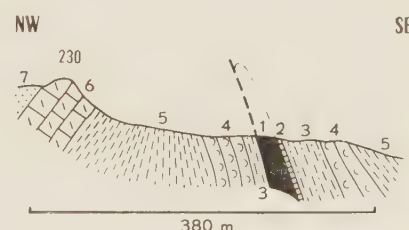


FIG. 54. — Le pli de l'ancien Fort des Pomets

1. Keuper. — 2. Rhétien. — 3. Hettangien. —
4. Lias et Bajocien inférieur. — 5. Dogger
marneux. — 6. Bathonien supérieur calcaire.
— 7. Dolomies suprajurassiques.

Le retour rapide du Dogger à des pendages normaux donne à cet anticlinal une forme diapirique caractéristique.

Au Nord-Est, l'accident du Fort des Pomets se réduit en une simple faille de part et d'autre de laquelle les bancs liasiques s'affrontent en accusant un net rebroussement vers le haut (colline 162,1). Plus loin, dans la colline des Moulières, le pli reprend la forme d'un anticlinal faillé déjeté au Nord-Ouest, avec rebroussement entre deux failles des dolomies hettangiennes du flanc renversé (fig. 53). Sur le versant sud-est de la colline des Moulières, le Keuper réapparaît dans la charnière du pli faillé.

Par sa structure, le pli anticlinal du Fort des Pomets, révèle l'action de puissantes forces de compression auxquelles la couverture aurait primitivement réagi en se fracturant.

Au Sud-Ouest, la même disposition des terrains est observée, sur 400 mètres environ, jusqu'au bas du talus conduisant à la dépression des Quatre Chemins. Sous les limons et éboulis de pentes, l'affleurement triasique n'est toutefois pas visible.

Plus loin, le pli disparaît sous les brèches sédimentaires. Mais en suivant l'affleurement du Dogger marneux qui borde, au Nord-Ouest, la dépression des Quatre Chemins, on atteint le promontoire de l'Hôpital militaire dans lequel sont représentés tous les terrains du flanc septentrional du pli du Fort des Pomets, jusqu'aux cargneules et marnes du Keuper.

Au sud-ouest de l'Oratoire (Cardeille), le Bathonien marneux de cette série de terrain, est recouvert par une masse chevauchante de Muschelkalk issue du Trias de l'Ouest de Toulon et d'Ollioules, et certainement reliée par-dessous les formations récentes avec les terrains triasiques de la charnière épanouie du pli des Pomets.

L'accident du Fort des Pomets, décrit comme un pli faillé déjeté au Nord-Est, se trouve ainsi exactement placé dans le prolongement de celui qui donne naissance, à l'Ouest, au chevauchement triasique du Beausset et du Télégraphe.

Confirmant une idée déjà émise par M. Bertrand (1908), on voit se terminer ici la surface de contact anormal sur laquelle chemine, à l'Ouest, le Trias d'Ollioules et de la région de Bandol.

d. Le cap Cros et son soubassement mésojurassique.

En poursuivant vers le Nord l'itinéraire qui nous a conduits au Fort des Pomets, nous observons, toujours sur les côtés de la route, les calcaires marneux du Dogger.

Jusqu'au grand virage qui précède la ferme du Nest, rien, même dans les pendages, n'indique le passage d'un accident important. Pourtant, à partir de ce point, la physionomie du secteur change nettement de part et d'autre de la croupe qui s'élève insensiblement jusqu'au bas des escarpements du Bau de Quatre-Heures et du cap Cros. Alors qu'au sud de cette arête une succession de terrains jurassiques fait passer du Bathonien supérieur calcaire au Portlandien et au Crétacé inférieur, au Nord, au contraire, les calcaires marneux continuent à occuper toute la pente de la colline jusqu'à la falaise du cap Cros. Dans chacun de ces compartiments, le pendage des couches a une même orientation nord-ouest, mais l'inclinaison est plus accentuée au Sud qu'au Nord.

Les deux compartiments sont donc séparés par une faille subverticale dont le rejet, nul dans le secteur du Nest, augmente progressivement vers l'Ouest.

Au pied des escarpements du cap Cros, les calcaires marneux du Dogger sont encore visibles sous les éboulis. Au-dessus d'eux se dresse une masse de forme pyramidale (le cap Cros) constituée de calcaires bathoniens, reconnaissables aux restes organiques qu'ils renferment (entroques, radioles, Polypiers) et aussi à leur structure oolithique, de dolomies jurassiques et de calcaires portlandiens. La série est normale; elle ne renferme, contrairement aux indications données par Haug, aucune formation crétacée (planche 3, coupe b).

La masse de terrains jurassiques du cap Cros, repliée en un synclinal à large rayon de courbure, est séparée du compartiment urgonien méridional par la faille qui prend naissance dans le quartier du Nest. Celle-ci, se prolongeant vers le Nord-Ouest, supprime successivement les dolomies, puis les calcaires bathoniens du promontoire. C'est ainsi que le Dogger marneux du soubassement du cap Cros entre directement en contact avec le Jurassique supérieur du massif du Croupatier (planche 3, coupe *c*).

La réapparition des calcaires bathoniens, en direction du Broussan, se signale dans la topographie par une falaise abrupte, en arrière de laquelle les dolomies qui accompagnent ce Jurassique moyen heurtent, par l'intermédiaire de la faille du Nest, le Jurassique supérieur, puis le Crétacé inférieur du massif du Croupatier (planche 3, coupe *e*).

La faille du Nest se termine brusquement contre un accident de bordure de la cuvette du Broussan. Mais les calcaires bathoniens et les dolomies suprajurassiques, s'infléchissant vers le Nord, puis vers le Nord-Est, vont former, avec le Bathonien marneux du vallon du Corps de Garde, un synclinal que nous étudierons plus loin dans le chapitre consacré à la *zone des dépressions*.

La bande de terrains jurassiques décrite ci-dessus, comprenant en particulier les escarpements du cap Cros et du Broussan, appartiennent donc à une unité tectonique indépendante de celle du Croupatier.

e. Le couronnement calcaire du Croupatier.

La grande dalle calcaire inclinée au Nord-Ouest, qui recouvre les dolomies suprajurassiques du Croupatier, se termine, au Sud, par un escarpement dans lequel seuls les calcaires portlandiens forment un affleurement continu sur toute la longueur du massif. L'interruption de la falaise urgonienne, dans la partie médiane du Croupatier, non mentionnée sur la carte au 50 000^e, est soulignée par la remontée des calcaires portlandiens jusqu'au sommet de l'escarpement, ainsi que par le passage, sur l'autre versant du massif, de l'affleurement néocomien, que nous retrouvons par ailleurs formant un liséré, à mi-pente de la falaise calcaire.

Sous l'ouvrage fortifié du Bau de Quatre-Heures, la dalle urgonienne entre directement en contact avec les dolomies du promontoire du cap Cros, par l'intermédiaire de la faille du Nest. Contre l'accident, les calcaires crétacés se redressent à la verticale (planche 3, coupe *b*).

Au nord-ouest et à l'ouest de ce point, le bord de l'affleurement urgonien s'éloigne de la faille. On voit alors reparaître, sous les calcaires crétacés, les formations néocomiennes et suprajurassiques qui avaient momentanément disparu près de l'ouvrage fortifié du Bau de Quatre-Heures.

Plus loin, les dolomies jurassiques, le Portlandien et le Néocomien forment une bande étroite dans laquelle le Crétacé inférieur marneux se réduit parfois, par étirement sur un plan vertical, en une mince lame, sans jamais disparaître complètement (planche 3, coupes *c* et *d*). Au nord du mamelon 515,5, le pendage s'atténue, la puissance des couches redevient normale, mais les affleurements sont interrompus par des décrochements obliques qui soulignent des dislocations exclusivement localisées dans cette bande de terrains. Plus loin, en direction du Broussan, le Jurassique supérieur et le Néocomien disparaissent sur la ligne de contact anormal du Nest.

L'Urgonien réagit, au contact de l'accident, comme un élément tectonique passif : se relevant brusquement contre les bancs redressés de Jurassique et de Néocomien, au nord du point 513,6, il reprend plus loin (nord et nord-ouest du mamelon 515,5) un pendage plus faible, indifféremment orienté au Nord-Est et au Sud-Ouest; dans ce dernier secteur, la dalle urgonienne est limitée au Nord-Est par une faille qui la met en contact, soit avec les compartiments décrochés de son soubassement, soit avec les dolomies suprajurassiques du compartiment tectonique du vallon du Corps de Garde.

Si, du Bau de Quatre-Heures, nous nous dirigeons maintenant vers le Sud, puis vers l'Ouest, nous remarquons que le Néocomien et le Portlandien reparaissent de nouveau dans les escarpements qui limitent au Sud le Croupatier.

Jusqu'au point 517,1, ces terrains donnent des affleurements continus. On distingue parfaitement, dans la topographie, les deux corniches, urgonienne et portlandienne, séparées par une vire marneuse de Néocomien. Le pendage des couches, de 45 à 50°, s'accroît au sud du sommet 533, 6. C'est justement en ce point que sont observés, au niveau du Néocomien, des phénomènes d'étirement. Ailleurs cette formation conserve une puissance uniforme. Mais les affleurements disparaissent en quelques points (Est du point 533,6) sous des masses de calcaires urgoniens qui se sont détachées de la corniche supérieure à la suite d'un léger mouvement de translation, vers le Sud, de la dalle crétacée (fig. 55 a). Ce décollement, de faible amplitude, est souligné, non seulement par l'étirement et le broyage des bancs supérieurs de Néocomien, mais aussi par l'écaillage, juste au-dessus de ces terrains écrasés, des calcaires urgoniens (fig. 55 b).

À l'ouest du point 517,1, un décrochement interrompt les affleurements jurassiques et crétacés de la corniche méridionale du Croupatier. L'accident, marqué, à l'Est, par l'étirement du Néocomien, à l'Ouest, par le rebroussement des formations portlandiennes et néocomiennes, témoigne des fortes poussées tangentielles orientées NE-SW, auxquelles ont été soumises les couches suprajurassiques et crétacées de la partie supérieure du massif.

Plus loin, à la faveur d'une ondulation anticlinale transversale, d'abord orientée SE-NW, puis Est-Ouest, le Portlandien et le Néocomien affleurent sur une large bande à travers le massif. L'Urgonien a, ici, complètement disparu par érosion, et l'escarpement méridional du Croupatier, contrairement aux indications

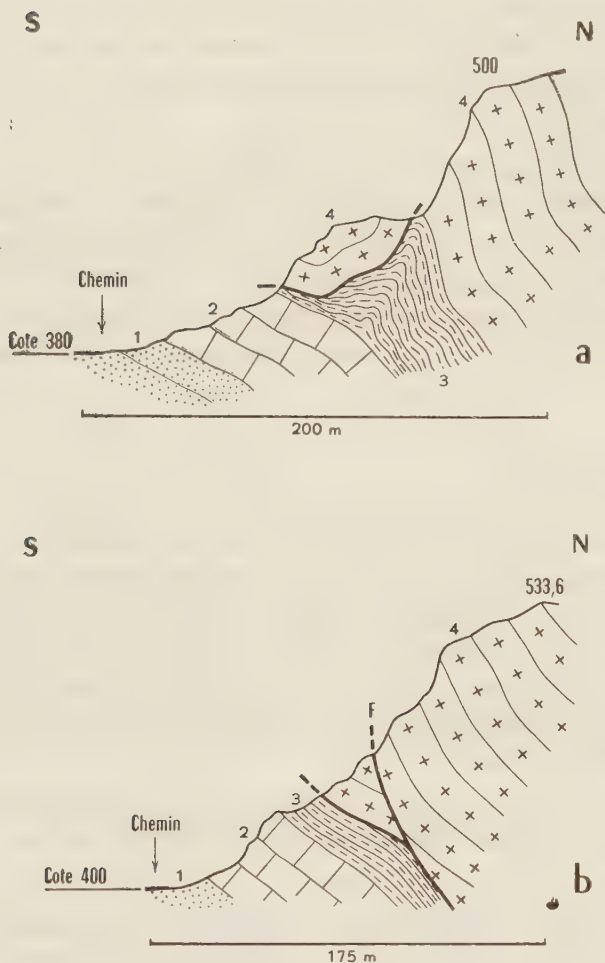


FIG. 55. — Accidents sur le bord méridional du massif du Croupatier

1. Dolomies suprajurassiques. — 2. Portlandien. — 3. Néocomien. — 4. Urgonien.

de la carte au 50 000^e, ne comprend plus, sur une longueur de 500 mètres, qu'une seule corniche : la *corniche portlandienne*.

Cette ondulation transversale, à large rayon de courbure, se plisse secondairement : dans la charnière des anticlinaux affleure le Portlandien, dans l'axe des synclinaux sont conservés des lambeaux de Néocomien et d'Urgonien.

Malgré son apparente tranquillité, ce bombement présente quelques accidents de détails qui affectent surtout le flanc nord. En effet, si, au Sud, l'engorgement du Portlandien et du Néocomien se fait normalement sous l'Urgonien de la partie occidentale du massif, au Nord, au contraire, il s'accompagne d'un accident qui prend la forme d'une duplication par décollement, vers le Sud-Est

et le Sud, de la série portlandienne et infracrétacée du couronnement oriental du Croupatier (planche 3, coupe *f*). Les terrains décollés comprenant, à l'Est, le Portlandien, le Néocomien et l'Urgonien, chevauchent le Portlandien, puis le Néocomien. Plus à l'Ouest, le Jurassique supérieur disparaît à la base des formations décollées : le Néocomien repose alors directement sur le Portlandien, puis sur le Crétacé inférieur. Le contact anormal, s'infléchissant ensuite vers le Sud-Ouest, amène l'Urgonien des secteurs septentrional et oriental du Croupatier contre le Portlandien de l'extrémité ouest de l'aire anticlinale, puis contre l'Urgonien du secteur oriental (planche 3, coupe *g*). Celui-ci, dont la puissance est doublée par une nouvelle duplication (duplication du Destel) [planche 3, coupe *h*], repose normalement, au Sud, sur des formations néocomiennes et portlandiennes qui se relient, à l'Est, sans interruption, ni variation de puissance avec celles du flanc sud de l'aire anticlinale transversale.

Au Nord-Ouest, l'Urgonien du Croupatier disparaît sous l'Aptien de la bordure méridionale de la cuvette du Broussan et du plateau d'Évenos.

f. Le soubassement du Croupatier.

Les barres calcaires, portlandienne et urgonienne, rigides et écailleuses, du sommet du Croupatier recouvrent les formations jurassiques qui se plissent en donnant un anticlinal dissymétrique à flanc méridional considérablement réduit.

Dans les escarpements de la rive gauche de la Reppe, à la sortie sud des gorges d'Ollioules, les dolomies occupent seules la partie axiale du pli. Inclinaées au NNW, comme les formations portlandiennes et infracrétacées qui reposent sur elles, elles n'accusent un changement de pendage au Sud, qu'à proximité du Trias d'Ollioules. Le flanc sud a, ici, presque entièrement disparu (fig. 39 et planche 4, coupe *a*).

À l'Est, les terrains lacustres oligocènes et le basalte masquent une grande partie du Jurassique du soubassement du Croupatier. Ce dernier reparaît dans la dépression de Château Vallon. Mais, par suite d'une élévation d'axe du pli anticlinal et du jeu de l'érosion, on passe successivement à des formations plus anciennes qui se divisent en deux branches de part et d'autre de l'axe du pli. Au nord de Château Vallon, le Dogger, puis le Lias et l'Infralias se raccordent avec les formations jurassiques du flanc nord de l'anticlinal du Fort des Pomets. Au Sud, le Dogger calcaire et marneux, replié en synclinal, supporte la masse chevauchante des calcaires mésotriasiques de la Cardeille. *Le pli anticlinal du soubassement du Croupatier représente donc un diverticule vers l'Ouest du pli du Fort des Pomets.* Sa structure générale caractérisée par un flanc nord très développé et un flanc sud réduit, replié en synclinal sous le Trias chevauchant de Toulon, se retrouve à l'Ouest, dans le pli du Gros Cerveau.

Le flanc sud, en grande partie caché par l'Oligocène, n'offre aucune particularité tectonique si ce n'est une faille longitudinale à laquelle Haug attribue la dénivellation du palier méridional de basalte de la Courtine.

Le flanc nord, au contraire, présente une structure complexe que fait ressortir une série de coupes menées à travers le Jurassique supérieur du vaste talus qui s'étend sous la corniche du Croupatier (planche 3).

À mi-pente de ce talus se détache un banc calcaire qui s'élève, sous le sommet 533,6 de l'escarpement urgonien, jusqu'à la cote 350 environ. Bien développé vers l'Ouest, où il se raccorde avec le Portlandien du flanc sud de l'anticlinal, cet affleurement calcaire s'interrompt brusquement à l'Ouest contre une faille. Il reparaît plus à l'Est sur la croupe du Nest, à la faveur d'un accident très localisé.

À une exception près, que nous examinerons plus loin, ces calcaires appartiennent au Portlandien. Sur la croupe du Nest, ils donnent une barre rocheuse en forme de croissant, qui se termine, au Nord, contre la faille du Bau de Quatre-Heures et s'effile, au Sud-Ouest, dans un accident qui se développe au sein des dolomies. La barre calcaire, constituée par deux lames écailleuses super-

posées de Portlandien, est pincée entre deux masses de dolomies suprajurassiques qui se chevauchent vers l'ESE (planche 3, coupe *a*).

900 mètres à l'ouest de cet affleurement, les calcaires réapparaissent sur le versant sud du Croupatier, dans une série de barres étagées séparées par des bancs dolomitiques. Toutes ces formations ont un pendage dirigé en moyenne vers le NNW.

La barre supérieure (barre « A »), déformée et étirée par des décrochements qui en décalent des lambeaux vers le Sud-Est, prend la forme d'un synclinal déversé au Sud, sur lequel s'appuie, par l'intermédiaire d'une surface de chevauchement, une masse anticlinale dolomitique correspondant à la partie supérieure du soubassement du Croupatier. Nous trouvons là le prolongement, vers l'Ouest, du compartiment jurassique décollé sous lequel gisent les calcaires portlandiens de la croupe du Nest.

La structure anticlinale de la masse dolomitique chevauchante apparaît dans une coupe (planche 3, coupe *c*) relevée sur le chemin du Croupatier, 200 mètres environ au nord du point 288,1. En remontant le chemin qui conduit au sommet du Croupatier, on traverse d'abord les dolomies suprajurassiques et le Portlandien dont les bancs plongent, au Nord, avec un pendage de plus en plus accentué; puis vient une mince lame de dolomies (5 mètres de puissance) fortement inclinée vers le Nord et séparée des calcaires portlandiens par une discordance angulaire d'origine tectonique; contre cette lame, enfin, s'appuie avec un pendage atténué un « coin » de calcaires bathoniens, sur lequel reposent les dolomies de la partie supérieure du Croupatier.

Dans cette coupe, la masse dolomitique chevauchante prend la forme d'un anticlinal dissymétrique déversé au Sud, sur un synclinal faillé, représenté seulement par son flanc méridional.

À l'ouest du point 298,1, la barre synclinale portlandienne « A », décalée vers le Nord, puis vers le Sud, par deux décrochements, se prolonge jusqu'à l'ancienne bergerie du Détras. Mais dans cette partie du soubassement du Croupatier, le pli évolue rapidement pour donner une véritable écaille poussée vers le Sud, sur un deuxième synclinal à charnière portlandienne (A'). Celui-ci, naissant à l'Est dans un synclinal très étroit, se développe à l'Ouest pour occuper toute la largeur de l'affleurement portlandien (planche 3, coupes *f* et *g*).

Le plissement des terrains jurassiques fait apparaître, au sud du point 298,1, une troisième bande synclinale de Portlandien (B) qui se raccorde avec les affleurements calcaires, A à l'Est et A' à l'Ouest. Au Sud, le flanc méridional de ce synclinal entre en contact, par une faille subverticale, avec le Bathonien supérieur calcaire de la carrière du Champ de Tir.

La barre calcaire, dessinant à l'Ouest un seul repli synclinal, s'infléchit vers le Sud, puis vers le Sud-Est, où elle se raccorde avec le Portlandien de la Cardeille. Les calcaires des deux flancs de l'anticlinal du Croupatier, ainsi réunis dans un seul affleurement, disparaissent sous l'Oligocène et le basalte de la Courtine.

EN RÉSUMÉ, le massif du Croupatier, limité, au Sud, par le Trias d'Ollioules et de l'Ouest de Toulon, au Nord, par la bande aptienne d'Évenos et du Broussan, à l'Est, par le compartiment jurassique du cap Cros et du Corps de Garde, se présente comme un anticlinal dissymétrique dont le flanc nord, surélevé, souligne un déversement du pli vers le Sud.

En raison des différences observées dans le comportement tectonique des assises inférieures et supérieures du pli, j'ai distingué dans ce massif, deux ensembles :

- d'une part, le *couronnement calcaire*;
- d'autre part, le *soubassement jurassique*.

Le *couronnement calcaire* du Croupatier apparaît formé d'une série de dalles décollées localement, qui se chevauchent vers le Sud sous l'action de poussées orientées NE-SW, dans la partie orientale du massif, et NW-SE, dans la partie occidentale. Les accidents étant parallèles, à l'Est, à la faille du Nest, au Nord, à l'affaissement de bordure de la dépression du Broussan, il ne fait aucun doute que leur genèse est étroitement liée à celle de la mise en place des unités tectoniques en surélévation qui bordent le Croupatier au Nord-Est (compartiment jurassique du Corps de Garde) et au Nord-Ouest (anticlinal du Broussan).

Dans le *soubassement du Croupatier* s'individualisent les deux flancs d'un pli dissymétrique. Le flanc nord, très développé et surélevé, se trouve affecté d'une série de plis synclinaux et anticli-

naux « en cascade », déjetés au Sud; le flanc sud, très réduit, accuse un relèvement des couches au contact du Trias chevauchant d'Ollioules et de l'Ouest de Toulon.

Le pli du Croupatier représente un diverticule occidental de l'anticlinal de l'ancien Fort des Pomets. Il montre, grâce à une surélévation d'axe, son noyau triasique (Trias de l'Oratoire) d'où se détache, au sud du massif, une masse chevauchante qui se développe à l'Ouest pour donner les recouvrements du Beausset et du Télégraphe.

3. Le chaînon du Gros Cerveau.

a. *Vue d'ensemble.*

Le chaînon du Gros Cerveau forme, entre le bassin du Beausset et la dépression de Bandol, une arête continue qui prolonge vers l'Ouest, jusqu'à la cluse du Grand Vallat, le relief du Croupatier.

Bordé, au Nord, par les bancs crétacés du bassin du Beausset qui se soulèvent à son contact, au Sud, par le Trias chevauchant de la dépression de Lançon et de Sainte-Ternide, il se présente comme un anticlinal dissymétrique à noyau bathonien.

Le flanc nord du pli, constitué par une série sédimentaire complète allant du Bathonien marneux à l'Aptien, comprend, en outre, les couches cénomaniennes et turoniennes de la bordure sud du bassin du Beausset. À l'ouest de l'ouvrage du Gros Cerveau, la superposition de ces terrains est normale; mais à l'Est, la continuité de la série crétacée est détruite par des accidents qui naissent au sein de l'Aptien et qui se développent, au-delà de la Reppe, dans la dépression du Broussan et sur la bordure septentrionale du Croupatier.

Le flanc sud, incomplet, est constitué seulement par une retombée de dolomies jurassiques et quelques écailles de Bathonien supérieur calcaire.

Deux lames écailleuses de forme synclinale, pincées aux deux extrémités du chaînon, entre le Jurassique du Gros Cerveau et le Trias de Bandol, complètent ce dispositif. Elles constituent des unités homologues du repli synclinal de la Cardeille, au sud du Croupatier.

Les fréquentes variations observées dans la disposition des couches portlandiennes et infra-crétacées du versant nord de l'anticlinal du Gros Cerveau permettent de distinguer, dans l'ensemble du dispositif, cinq tronçons séparés par des accidents perpendiculaires à l'axe du pli.

Ce sont les tronçons :

- d'Hugueneuve et des gorges d'Ollioules;
- de l'ouvrage du Gros Cerveau;
- du sommet 366,1;
- de l'ouvrage de la Pointe du Cerveau;
- de la Clavelle et de la cluse du Grand Vallat.

b. *Tronçon d'Hugueneuve et des gorges d'Ollioules* (Pl. 4, coupes a et b).

L'Urgonien des gorges d'Ollioules, prolongeant celui du Croupatier, forme une masse puissante dans laquelle se détachent nettement deux écailles qui se chevauchent vers le Sud.

L'écaille inférieure qui repose sur l'Urgonien autochtone par une surface de contact anormal faiblement inclinée au Nord, vient heurter, par le talon, les bancs redressés à la verticale de l'écaille supérieure. Celle-ci, en forme de coin, s'interpose entre le compartiment méridional et le flanc sud d'un anticlinal aptien à noyau urgonien (anticlinal de la Carangue). Ainsi disposé, l'Urgonien du pli du Gros Cerveau se présente en position surélevée par rapport à celui de la Carangue. Les deux formations, séparées par une faille, s'affrontent dans un rebroussement à pointe tournée vers le bas.

Au Sud, l'Urgonien autochtone, incliné à 45° vers le Nord, repose normalement sur le Néocomien.

La coupe se complète ensuite par des formations jurassiques (Portlandien et dolomies) d'abord renversées, puis normalement inclinées au Nord et au Sud. Nous touchons le noyau de l'anticlinal du Gros Cerveau, constitué ici essentiellement de dolomies jurassiques.

Alors qu'en d'autres lieux du secteur étudié nous voyons le pli du Gros Cerveau directement chevauché par les formations triasiques ou jurassiques de l'anticlinal de Lançon et de Sainte-Ternide, ici s'interpose, entre les deux unités tectoniques, un petit synclinal formé de Keuper, de Rhétien, d'Hettangien, de Lias et de Dogger.

Dans cette coupe, on retrouve les principales unités tectoniques décrites à l'Est, dans le massif du Croupatier. L'Urgonien écaillé correspond à celui de la partie occidentale du massif;

le pli de la Carangue prolonge, vers l'Ouest, le compartiment oriental et septentrional du Croupatier; dans la charnière jurassique de la Ripelle, se trouve le prolongement, vers l'Ouest, de celle de Château Vallon; le repli synclinal de Sainte-Barbe s'assimile avec celui de la Cardeille, au sud du Croupatier.

À l'Ouest, ces unités se développent jusqu'au décrochement NNE-SSW situé à la limite occidentale du compartiment tectonique d'Hugueneuve.

Le noyau urgonien de l'anticlinal de la Carangue s'ennoie sous les formations aptiennes calcaires et calcaréo-marneuses de la Matelotte; là se termine l'Urgonien du secteur septentrional et oriental du Croupatier.

L'écaillage du flanc septentrional du pli du Gros Cerveau, s'amplifiant à l'Ouest, affecte les terrains subordonnés à l'Urgonien. Le plan de chevauchement de l'écaille inférieure coupe, en effet, en biais, les terrains néocomiens et portlandiens (bergerie des Esquériès), et se prolonge dans les dolomies suprajurassiques (fig. 56). Mais dans les dolomies apparaît une autre faille Ch' qui, seule, subsistera à l'Ouest, séparant deux compartiments tecto-

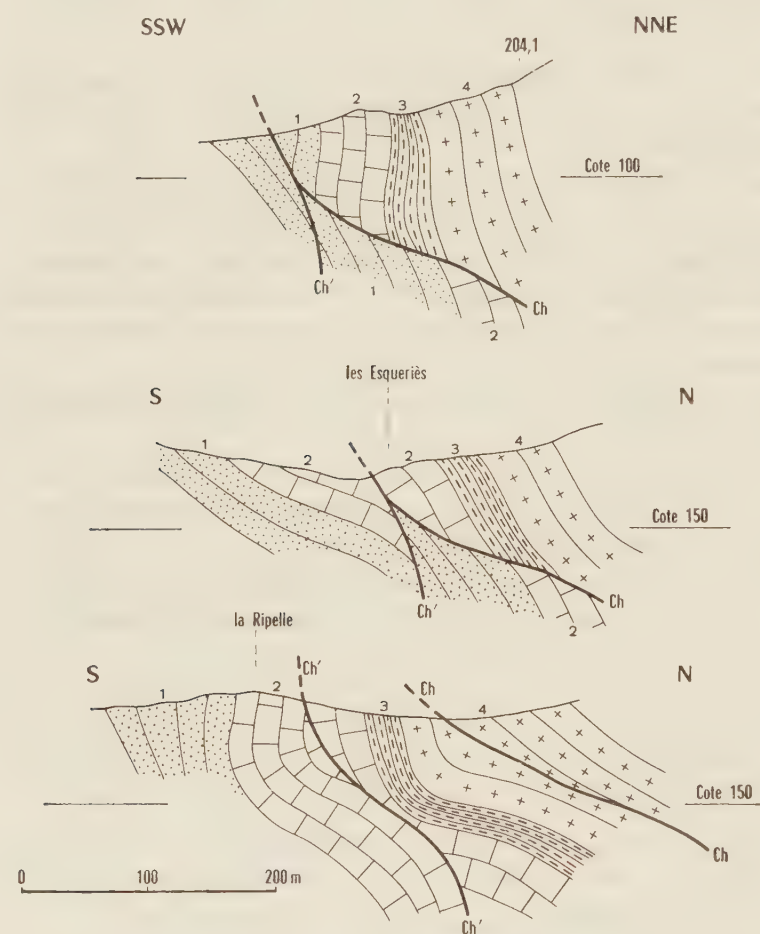


FIG. 56. — Accidents au contact du Jurassique et du Crétacé du compartiment d'Hugueneuve, chaînon du Gros Cerveau

1. Dolomies suprajurassiques. — 2. Portlandien. — 3. Néocomien. — 4. Urgonien. — Ch et Ch'. Plans de chevauchement.

niques, l'un, au Nord, renfermant les terrains du flanc nord du pli, l'autre, au Sud, constitué par le Jurassique de la charnière.

Le cheminement sur ce plan d'une série sédimentaire hétérogène, marneuse et calcaire, s'accompagne de phénomènes de renversement des couches calcaires (lame portlandienne) et de

remaniements mécaniques des assises marneuses, avec accumulation des terrains les plus plastiques sur le front de l'écaille (intercalation de Néocomien).

Au nord du Castellans, la charnière jurassique du pli du Gros Cerveau, qui se renverse, coince contre le Trias une lame repliée de Lias supérieur, seul vestige, à l'Ouest, du synclinal infraliasique et mésojurassique de Sainte-Barbe (planche 4, coupe *b*).

c. Tronçon de l'ouvrage du Gros Cerveau (Pl. 4, coupe *c*).

À l'ouest du décrochement d'Hugueneuve, un changement important s'opère dans la distribution générale des terrains.

Par suite d'un relèvement d'axe, les calcaires subrécifaux du Bédoulien inférieur réapparaissent dans la charnière anticlinale du pli de la Carangue. Ces terrains s'ennoyant sous l'Aptien marneux du versant nord du Gros Cerveau se raccordent, à la faveur d'un repli synclinal, avec les formations de même âge qui gisent, légèrement renversées, sous l'Urgonien de la Crête. Plus loin, vers l'Ouest, la série aptienne non plissée s'intercale normalement entre le Crétacé inférieur du chaînon du Gros Cerveau et le Crétacé supérieur de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

L'Urgonien n'est plus le siège d'un phénomène d'écaillage. Les bancs se succédant en parfaite continuité, se redressent progressivement, puis se renversent, accompagnés, dans ce mouvement, par le Néocomien, le Portlandien et les dolomies.

Sur une ligne de discontinuité qui prolonge, à l'Ouest, celle qui a été relevée à la base de la grande écaille d'Hugueneuve, les dolomies accusent de fréquents changements de pendage caractérisant le passage d'une faille subverticale. La faille Ch' affectant les dolomies du compartiment E délimite ici un bloc de terrains jurassiques et crétacés qui s'enracine *in situ* sous le Crétacé supérieur du bassin du Beausset.

Au sud de cet accident s'ouvre une boutonnière dans laquelle affleurent les calcaires et calcaires marneux bathoniens du noyau du pli du Gros Cerveau. La charnière, légèrement déversée au Nord, s'interrompt brusquement à l'Est contre le décrochement d'Hugueneuve. À l'Ouest, les formations du Dogger s'ennoyaient sous les dolomies grâce à un jeu d'écailles poussées vers le Nord. Le flanc sud de l'anticlinal du Gros Cerveau disparaît complètement au contact des formations chevauchantes du pli de Lançon.

d. Compartiment central [cote 366,1] (Pl. 4, coupes *d* et *e*).

Les dolomies suprajurassiques, le Portlandien, le Néocomien et l'Urgonien du compartiment du Gros Cerveau, sont interrompus, à l'Ouest, par une faille, au-delà de laquelle on observe encore un brusque changement dans la structure du chaînon.

L'Urgonien de la crête, déversé au Nord sur l'Aptien de la dépression de Valdaren, se redresse, puis s'abaisse vers le Sud pour devenir presque horizontal; il se relève ensuite très légèrement à l'approche des escarpements qu'il donne, au Sud, au-dessus des pentes jurassiques des Bois de Sanary.

Avec le Néocomien et le Portlandien sur lequel il repose normalement, cet Urgonien forme une écaille qui chevauche, vers le Sud, les formations portlandiennes et néocomiennes d'un anticlinal à noyau dolomitique. Les deux unités tectoniques s'affrontent en se plissant secondairement, avec formation, parfois, de petits plis en retour.

La surface de chevauchement, cisailant en biseau la base de l'écaille et les formations du flanc nord de la masse anticlinale jurassique, contourne l'escarpement urgonien, à l'Est, et vient rejoindre la faille qui décroche, à l'Ouest, le compartiment de l'ouvrage du Gros Cerveau. Entre les deux accidents qui s'écartent au Sud, le Jurassique et le Crétacé inférieur surgissent dans un pli faillé très aigu.

À l'Ouest, ce dispositif se heurte à un décrochement qui affecte surtout la partie septentrionale du chaînon.

L'anticlinal jurassique sur lequel repose l'écaille crétacée est pris en écharpe par l'accident longitudinal Ch' qui, à l'Est, sépare le compartiment septentrional écaillé du compartiment méridional plissé.

Au sud de cette faille, les dolomies suprajurassiques dessinent une voûte anticlinale prolongeant celle sous laquelle s'ennoie, à l'Est, le Jurassique moyen de Lançon. Les calcaires du Bathonien supérieur réapparaissent à l'Ouest dans la charnière de ce pli, dont le flanc méridional se plisse en un synclinal très étroit déversé au Nord. Constituant alors le flanc sud de ce dernier pli, les calcaires bathoniens affleurent de nouveau en continuité stratigraphique parfaite avec les formations marneuses mésojurassiques du flanc nord de l'anticlinal de Sainte-Ternide. En aucun point des collines nord-toulonnaises, le raccord entre le pli chevauchant à noyau triasique et le pli chevauché à noyau jurassique n'est aussi net qu'en ce lieu, situé au nord du point 110,1.

e. Tronçon de l'ouvrage de la Pointe (Pl. 4, coupes *f* et *g*).

Bien délimité à l'Est et à l'Ouest par deux décrochements importants, ce tronçon présente une structure à peu près identique à celle du compartiment de l'ouvrage du Gros Cerveau.

La faille longitudinale Ch' est encore matérialisée ici par un brusque changement de pendage des bancs dolomitiques.

Au Nord, les dolomies subverticales ou fortement inclinées au Sud (70 à 80°) se renversent sur une série de terrains jurassiques et crétacés (Portlandien, Néocomien, Urgonien, Aptien) légèrement déversée au Nord. Les affleurements présentant une continuité parfaite, ne montrent aucun indice d'étirement. Cette observation permet de préciser que la réduction de puissance de l'Urgonien relève plus d'un phénomène sédimentaire que tectonique.

Dans le compartiment méridional, les dolomies inclinées au Nord reposent sur le Bathonien, représenté ici par des calcaires spathiques à entroques et à radioles d'Oursins, qui furent attribués à l'Aptien par les auteurs anciens. Les calcaires, plongeant ensuite vers le Sud, entraînent avec eux des lambeaux de dolomies. Ainsi se dessine, exactement dans le prolongement des affleurements mésojurassiques de Lançon et du tronçon central, la charnière bathonienne du pli du Gros Cerveau. Mais la structure de cet accident est rendue plus complexe par l'écaillage dont les calcaires sont le siège. Une lame de Bathonien supérieur, se détachant, en effet, du flanc sud de l'anticlinal, vient s'intercaler entre le Dogger marneux du pli chevauchant de Sainte-Ternide et les formations méso et suprajurassiques de l'anticlinal du Gros Cerveau. Ces derniers terrains, localement affaissés, montrent sous les calcaires bathoniens du flanc nord, les lambeaux de dolomies.

f. Tronçon de la Clavelle et de la cluse du Grand Vallat (Pl. 4, coupes *h*, *i*, *j*, *k*, et pl. photo II).

Les formations jurassiques et crétacées du compartiment de l'ouvrage de la Pointe heurtent à l'Ouest l'Aptien d'un secteur plissé dans lequel ne se retrouvent aucune des caractéristiques structurales des autres parties du chaînon.

Pour saisir d'un seul coup d'œil le contraste qui existe entre les deux secteurs voisins de la Clavelle et de la Pointe, élevons-nous au-dessus du Grand Vallat, sur la rive droite du ruisseau.

D'un point situé sur le Trias des collines de Bandol, nous voyons le chaînon se profiler vers l'Est (planche 9, coupe *b*). Dans le fond s'élève la croupe dolomitique, qui, à l'extrémité occidentale du compartiment de la Pointe, conduit jusqu'à l'Urgonien supportant l'ouvrage fortifié. Cette masse de terrain que nous voyons ici de profil représente le flanc nord du pli dissymétrique du Gros Cerveau.

Sur la pente, face à nous, la végétation et la topographie changent brusquement d'aspect : à la garrigue succèdent des bois abondants ; à un relief monotone fait suite une topographie accidentée de deux crêtes rocheuses orientées vers notre observatoire.

La ligne de démarcation qui sépare ces deux unités topographiques souligne le passage du grand décrochement de la Pointe. En la franchissant vers l'Ouest, nous pénétrons dans un nouveau domaine géologique constitué essentiellement de marnes aptiennes au milieu desquelles surgissent deux arêtes anticlinales de calcaires bédouliens et urgoniens.

Au Nord, ces terrains s'enfoncent sous le bassin du Beausset. Au Sud, les marnes s'interrompent brusquement contre un escarpement boisé formé de terrains méso et suprajurassiques en superposition normale. Plus au Sud, le Trias de Tassy, poussant devant lui une série renversée de terrains jurassiques, chevauche l'anticlinal du Gros Cerveau.

Le front de l'affleurement triasique se rapproche de nous. Prenant en écharpe les lames de terrains jurassiques, il rejoint, dans le fond du vallon, les formations aptiennes qu'il enveloppe complètement en s'infléchissant vers le Nord, sur le versant rive droite du Grand Vallat. Les charnières calcaires des deux anticlinaux d'Aptien s'envoient avant d'atteindre le fond du vallon. Les plis continuant à s'abaisser vers l'Ouest, ne sont plus constitués que par des marnes qui paraissent, de notre observatoire, s'enfouir sous le Trias.

Cet examen panoramique mettant en évidence deux anticlinaux à noyau bédoulien et urgonien, fait ressortir en outre, dans le secteur aptien, un décrochement qui affecte surtout le pli méridional.

Ainsi, à l'ouest de la Pointe du Cerveau, apparaît un compartiment bien individualisé que nous devons considérer en raison de sa situation géologique, comme la continuation, vers l'Ouest, du pli du Gros Cerveau.

Le double anticlinal légèrement déversé au Nord, déjà bien caractérisé par les noyaux bédouliens et urgoniens qui surgissent au milieu des marnes, prend encore une forme plus concrète lorsqu'on reporte sur les coupes les différentes formations aptiennes affleurant autour de ces barres calcaires (fig. 57).

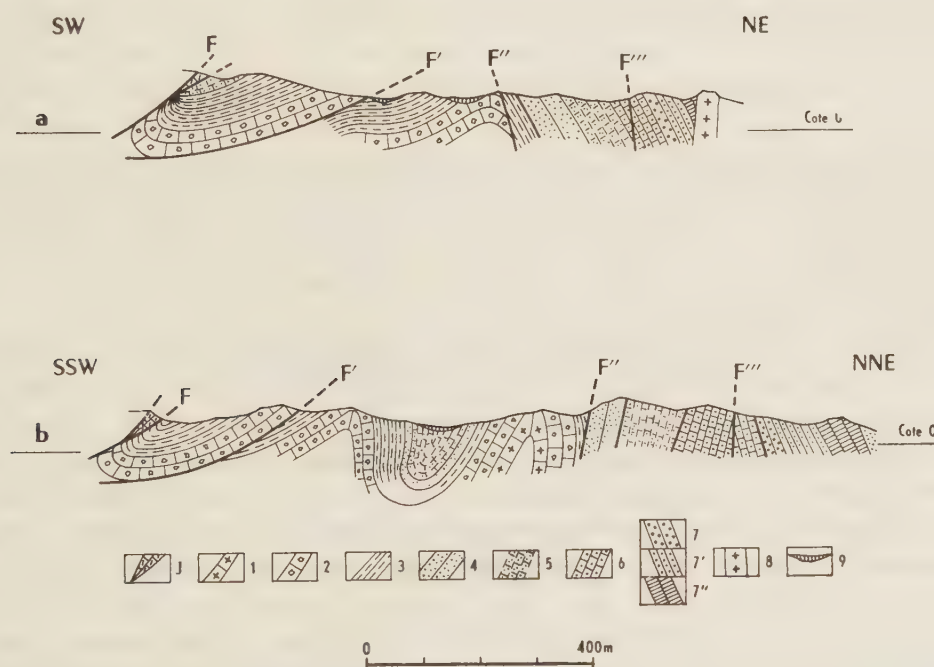


FIG. 57. — Ennoyage du pli du Gros Cerveau dans le secteur du Grand Vallat, au nord de Bandol

J. Jurassique. — 1. Calcaire récifal bédoulien. — 2. Calcaire à silex. — 3. Calcaire marneux gris noir et marnes noires. — 4. Grès. — 5. Calcaire gréseux noir. — 6. Calcaire gréseux gris noir en plaquettes (de 1 à 6 : faciès locaux de l'Aptien). — 7, 7', 7''. Grès, calcaire gréseux et calcaire compact subrécifal du Cénomanien. — 8. Turonien récifal. — 9. Alluvions.

L'ennoyage vers l'Ouest de l'Aptien plissé résulte, en premier lieu, d'un abaissement d'axe des plis anticlinaux. Ce phénomène, illustré par la terminaison périnclinale des noyaux calcaires, se précise au Nord et au Nord-Ouest par le redressement progressif des assises aptiennes constituant le flanc septentrional du pli, contre une faille qui subit les mêmes déformations.

Mais cet ennoyage se complique d'un phénomène d'écaillage qui affecte, au sud du secteur crétacé, les formations aptiennes repliées en synclinal sous la poussée du Trias et des lames de terrains jurassiques qui l'accompagnent.

Cette écaille détachée du flanc sud du pli méridional, progresse vers le Nord en marquant son passage d'une brèche de friction de puissance irrégulière (Sud de la Clavelle; promontoire 29,4). Sur la rive droite du Grand Vallat, le lambeau décollé d'Aptien, formant une bande parallèle à la ligne de discontinuité qui le sépare du Trias, recouvre progressivement le compartiment plissé de la Clavelle. Rejoignant ensuite (point 108,8) le flanc septentrional du pli, il disparaît avec celui-ci dans la faille qui met en contact les calcaires à Hippurites redressés du bassin du Beausset avec le Trias des collines de Bandol.

Au Nord, l'Aptien, le Cénomaniens et le Turonien sableux du flanc septentrional, groupés dans une grande écaille poussée du Nord vers le Sud, s'interrompent contre un banc redressé de calcaires récifaux turoniens.

Au Sud, l'écaille aptienne supporte une petite lame de terrains jurassiques (Bathonien calcaire et dolomies suprajurassiques), vestige d'un synclinal pincé entre le pli du Gros Cerveau et l'anticlinal à noyau triasique de Sainte-Ternide et de Tassy. Entre le Trias et l'écaille jurassique s'intercale (colline 85,4) une série renversée de Rhétien, d'Hettangien, de Lias et de Dogger représentant le flanc inverse du pli triasique chevauchant de la région de Bandol.

EN RÉSUMÉ, le pli du Gros Cerveau se présente formé de plusieurs tronçons, très différents d'aspect, mais étroitement liés par des caractères structuraux montrant qu'initialement ils faisaient partie d'une même ébauche anticlinale.

CARACTÈRES COMMUNS À TOUS LES TRONÇONS

Le flanc nord est constitué par une série jurassique et infracrétacée qui se complète par les assises supracrétacées de la bordure sud du bassin du Beausset. La superposition de ces terrains est normale, sauf à l'Est, où la continuité est détruite par le plissement secondaire de l'Aptien, et à l'Ouest où l'Aptien, le Cénomaniens et le Turonien inférieur se coincent au contact du Turonien supérieur redressé de Fontanieu.

Sur le versant méridional du chaînon, les décrochements qui séparent les différents tronçons restent localisés dans les terrains infracrétacés et jurassiques. Aucun d'eux ne se prolonge, au Nord, dans les formations turoniennes de Valdaren. *L'ébauche du pli était donc profondément érodée lorsque les terrains constituant le chaînon du Gros Cerveau se sont fracturés.*

Dans cet ensemble compartimenté, la charnière du pli, décalée vers le Sud, présente une remarquable continuité jusqu'au décrochement de la Pointe. Au-delà de cet accident, l'anticlinal à double charnière prend une forme plus symétrique avant de s'ennoyer vers l'Ouest sous ses flancs écaillés et sous le Trias.

Le flanc sud, très réduit, se replie en un étroit synclinal que les masses triasiques chevauchantes de Bandol ont en grande partie détruit, soit par laminage, soit par écaillage. Sur toute la longueur de la chaîne, cet accident ne laisse que des vestiges dont le plus remarquable se situe au nord-ouest de la Piole. Là, en effet, le synclinal, échappant à l'action destructrice des masses en recouvrement, se raccorde, par son flanc sud renversé au flanc inverse du pli de Sainte-Ternide et de Lançon. À Sainte-Barbe (tronçon d'Hugueneuve) et dans la colline 85,4 (tronçon de la Clavelle), le synclinal n'est représenté que par des lambeaux coincés entre les deux anticlinaux.

CARACTÈRES DISTINCTIFS

Malgré ces caractères communs qui lient les uns aux autres les cinq compartiments tectoniques du chaînon, on observe, dans chacun d'eux, mais seulement dans les couches supérieures du flanc nord du pli, un agencement différent des terrains jurassiques et crétacés.

Dans le tronçon d'Hugueneuve, la dalle urgonienne, soulevée au Nord (comme dans le massif du Croupatier), donne une vaste écaille poussée vers le Sud. L'écaillage, s'amplifiant vers l'Ouest, finit par affecter les terrains sous-jacents à l'Urgonien. Le rebroussement du Jurassique et du Crétacé, au contact de la masse dolomitique de la charnière, montre que le déplacement vers le Sud du bloc septentrional a été accompagné d'un mouvement de surélévation du bloc anticlinal méridional.

Dans le tronçon de l'ouvrage du Gros Cerveau, les terrains jurassiques et crétacés, normalement superposés, constituent le flanc septentrional d'un pli légèrement déversé au Nord. Ces terrains forment deux blocs, l'un septentrional, l'autre méridional, séparés par un accident longitudinal subvertical qui est le prolongement vers l'Ouest de la faille Ch' apparue dans les dolomies du compartiment d'Hugueneuve.

Le tronçon central est le siège d'un écaillage particulier qui affecte le Jurassique et le Crétacé du bloc septentrional. L'écaille se décolle sur un plan vertical, puis chemine vers le Sud en donnant une dalle plongeante de Portlandien, de Néocomien et d'Urgonien. L'accident longitudinal, prolongeant celui du compartiment précédent, fait ressortir un soulèvement général du bloc méridional.

Le tronçon de la Pointe a même structure que celui de l'ouvrage du Gros Cerveau.

Mais à l'Ouest, une structure nouvelle apparaît. Un double anticlinal à noyaux formés de Bédoulien et d'Urgonien se développe en effet dans le prolongement occidental du chaînon. L'ennoyage du pli est complexe. La zone axiale tend à disparaître d'abord sous deux écailles d'Aptien issues, l'une du flanc sud de l'anticlinal, l'autre du flanc nord. Les deux unités écailleuses et le compartiment plissé axial disparaissent finalement dans l'accident qui, à l'Ouest, met en contact les calcaires à Hippurites redressés du bassin du Beausset avec le Trias des collines de Bandol.

Le passage de l'une à l'autre de ces structures se fait brusquement, sans accidents intermédiaires sur le trajet des décrochements.

L'abaissement d'axe vers l'Ouest, observé dans le massif du Croupatier, s'accroît dans le chaînon du Gros Cerveau jusque dans le compartiment de la Clavelle où se situe la zone d'ennoyage de l'anticlinal auquel appartiennent ces deux reliefs.

C. ZONE DES DÉPRESSIONS DU BROUSSAN, DE DARDENNES ET DE LA VALETTE

1. Aire anticlinale d'Évenos et dépression du Broussan.

Les assises crétacées de la bordure méridionale du bassin du Beausset sont affectées, à l'est de l'ouvrage du Gros Cerveau, d'une série d'accidents qui se localisent essentiellement dans les terrains subordonnés au Turonien gréseux.

Ces complications tectoniques apparaissent brusquement sur le versant septentrional du chaînon, au sud-ouest de la Toulousane. En ce point, en effet, l'Aptien se plisse contre l'Urgonien de la crête. Le Bédoulien inférieur d'un premier pli anticlinal (*anticlinal de la Carangue*) crève son enveloppe calcaréo-marneuse et s'élève vers l'Est, laissant apparaître dans la charnière érodée l'Urgonien faillé. Celui-ci, se redressant vers le Sud, s'étale au-delà du Destel et donne la grande dalle calcaire de la partie orientale du massif du Croupatier (planche 4, coupes *a* et *b*).

L'Aptien du flanc septentrional du pli de la Carangue supporte, au nord de la Venette, les calcaires céno-maniens sur lesquels repose un petit lambeau de sables et de calcaires récifaux turoniens. Ces terrains, extrêmement

froissés, dessinent un synclinal (*synclinal du Pipaudon*) qui s'interrompt brusquement au Nord-Ouest, sur une faille oblique, parallèle aux affleurements turoniens de Sainte-Anne-d'Évenos (planche 4, coupe *a*).

Les formations qui viennent ensuite au Nord (Aptien, Cénomaniens, Turonien) constituent le flanc septentrional d'un deuxième anticlinal (*anticlinal de Reynaud*). La faille, contre laquelle s'interrompent latéralement les couches supracrétacées du Pipaudon, s'identifie avec celle qui affecte ce dernier pli dans son plan axial. En supprimant successivement le flanc nord, puis le flanc sud du synclinal du Pipaudon, cet accident amène, au contact du pli de la Carangue, les formations du flanc nord de l'anticlinal de Reynaud. La structure se simplifie encore davantage à l'Ouest par le rapide ennoyage du pli de la Carangue.

Ce secteur, déjà remarquable par la disparition simultanée, à l'Ouest, des accidents plissés qui affectent l'aire aptienne d'Évenos, l'est aussi par le brusque changement de direction des couches cénomaniennes et turoniennes. Celles-ci, d'abord parallèles au chaînon du Gros Cerveau, s'orientent brusquement vers le Nord-Est, dès que commencent à se développer, au sein des formations aptiennes, les plis signalés ci-dessus. Ce mouvement d'inflexion des affleurements supracrétacés s'accompagne, en outre, d'un phénomène d'étirement longitudinal des assises calcaires cénomaniennes.

Les lignes de contact anormal qui affectent le Crétacé inférieur et le Cénomaniens au sud de Sainte-Anne-d'Évenos s'orientent parallèlement aux bandes d'affleurement du Turonien. Le système faillé de la Reppe et du Pipaudon, s'intégrant tectoniquement dans la bordure méridionale du bassin du Beausset, forme ainsi un faisceau de fractures contre lequel viennent s'interrompre des plis ayant même orientation que l'anticlinal du Gros Cerveau et du Croupatier.

Les trois accidents plissés que je viens de décrire au sud de Sainte-Anne : *anticlinal de la Carangue*, *synclinal du Pipaudon*, *anticlinal de Reynaud*, se prolongent parallèlement vers l'Est, en direction de la dépression du Broussan.

Nous avons déjà vu que l'Urgonien de la Carangue se prolonge au-delà des gorges du Destel jusque dans la partie orientale du Croupatier.

Le synclinal du Pipaudon se développe vers l'Est, où il est en partie recouvert par les lambeaux de basalte d'Évenos, de Fontagniou et du Destrier (planche 3, coupes *g* et *h*). Mais une surélévation d'axe fait disparaître successivement les calcaires récifaux, puis les grès et sables du Turonien. L'Aptien, affleurant seul dans la dépression du Pré, à l'est du Pipaudon, on peut supposer que le Cénomaniens disparaît à son tour sous le basalte d'Évenos. Au-delà de la couverture basaltique de Fontagniou, l'Aptien de la Venette réapparaît dans un affleurement qu'une faille longitudinale divise en deux bandes (planche 3, coupe *f*) : au Sud, la bande anticlinale du Destel qui se termine, au Nord-Est, avec l'Urgonien du Croupatier, contre le Jurassique du compartiment surélevé du Corps de Garde; au Nord, le synclinal de la ferme de la Cadière et du village du Broussan qui se prolonge, au Nord-Est, avec quelques complications de détails, dans la colline jurassique 485,1.

Bien que les observations soient ici gênées par les formations basaltiques qui recouvrent une grande partie du secteur à l'est du Pipaudon, nous retrouvons sur le versant oriental du plateau du Destrier les deux flancs de l'anticlinal de Reynaud, toujours séparés par un accident longitudinal, occupant la zone axiale du pli (planche 3, coupe *g*.)

Le flanc sud, formé d'Aptien calcaréo-marneux et calcaire, se complète plus loin par l'Urgonien des Cadières et du Broussan. Une faille continue sépare ces terrains crétacés des formations jurassiques et triasiques de la cuvette du Broussan.

Le flanc nord, toujours très développé, comprend la série complète de terrains crétacés du secteur de Cimay :

- Bédoulien calcaire et calcaréo-marneux;
- Gargasien marno-gréseux (faciès de Fontdouille);
- Cénomaniens calcaire, Turonien sableux et calcaire;
- et enfin, Sénonien.

Nous sommes ici sur la bordure sud du bassin du Beausset. Les bancs sont orientés SW-NE. Leur pendage SE-NW, s'accroissant jusqu'au Cénomaniens, diminue ensuite dans les assises supérieures du Turonien et dans celles du Sénonien. Le Bédoulien calcaire de la base de la série, sous lequel affleure l'Urgonien, repose jusqu'au nord du Château sur le Trias de la cuvette du Broussan. Plus au Nord, un décrochement déplace vers l'Est les terrains crétacés de la série de Cimay, dont les bancs, orientés Ouest-Est, se renversent au Nord sur les formations sénoniennes du synclinal du mont Caumes. Au-delà du décrochement apparaît, dans la cuvette du Broussan, un lambeau écaillé de terrains jurassiques renversés, coincé entre les formations crétacées et le Trias.

Ainsi, à l'est du Destrier, l'anticlinal de Reynaud s'ouvre, laissant apparaître, dans sa charnière érodée, les formations triasiques et jurassiques d'un pli aigu qui pénètre verticalement en coin dans les terrains crétacés de la bordure méridionale du bassin de Beausset. C'est l'*anticlinal du Broussan* (planche 3, coupe f).

Les calcaires du Muschelkalk qui affleurent aux deux extrémités sud-ouest et nord-est de la cuvette forment le noyau de l'anticlinal.

Au Sud-Ouest, dans le secteur des Cadières, les calcaires mésotriasiques, en position subverticale, pénètrent dans l'Urgonien qui se soulève brusquement et s'écarte à leur contact, en donnant une puissante mylonite à gros éléments clastiques non cimentés. L'accident dans lequel on observe des éléments clastiques de Muschelkalk est celui qui affecte, dans son axe, l'anticlinal de Reynaud.

En avançant dans la cuvette, vers le Nord-Est, on voit l'anticlinal à noyau triasique s'individualiser.

Le *flanc sud*, ne comprenant d'abord que l'Hettangien, se complète par le Lias et le Dogger marneux au fur et à mesure qu'on se rapproche de la partie la plus élargie de l'anticlinal. Les bancs subverticaux ou fortement inclinés au Sud, présentent des variations de puissance dues à des phénomènes d'étirement. On note, en particulier, au nord-est du décrochement des Cadières, la disparition complète du Lias. Au-delà du hameau du Broussan, ces terrains, parmi lesquels figure de nouveau le Lias, heurtent par faille une série très étirée d'Infralias, de Lias, de Dogger calcaire et de dolomies suprajurassiques. Plus loin (sud-est des Garniers), le flanc sud, une nouvelle fois décroché, se présente seulement constitué par du Keuper et du Rhétien contre lequel s'appuie un banc de calcaires bathoniens surmontés par des dolomies suprajurassiques. Cette série se complète ensuite par l'apparition successive, sous le Jurassique de la colline 485,1, du Dogger marneux, du Lias et de l'Infralias dolomitique; puis, se prolongeant jusqu'au Crétacé de la bordure du bassin du Beausset, elle se termine brusquement contre la faille qui limite au Sud le synclinal du mont Caumes.

Par les dolomies hettangiennes, qui affleurent largement à l'est des Garniers, le flanc sud de l'anticlinal du Broussan se raccorde au flanc nord. Ainsi se trouve définie la zone d'ennoyage est du noyau triasique.

Ce *noyau*, formé de bancs verticaux de Muschelkalk à l'extrémité sud-ouest de l'anticlinal, dessine, dans le quartier des Garniers, une voûte dissymétrique légèrement déversée au Nord (planche 3, coupe e).

Le *flanc septentrional* de l'anticlinal du Broussan ne présente pas partout la même constitution, ni la même structure.

À l'ouest du décrochement du Château n'affleure, au nord du Muschelkalk, qu'une large bande de Keuper qui disparaît, avec un fort pendage nord-ouest, sous l'Urgonien et le Bédoulien calcaire, plus faiblement inclinés.

À l'Est (secteur des Garniers), la série du flanc septentrional devient plus complète. Constituée de Keuper, d'Infralias calcaire et dolomitique, de Lias, de Dogger calcaréo-marneux et calcaire, elle forme un affleurement elliptique dans lequel chaque bande de terrain se termine en biseau contre le Crétacé de la bordure sud du bassin du Beausset. L'ensemble, sur lequel s'appuie normalement le Muschelkalk, se renverse sur les bancs crétacés légèrement déversés. Par la disposition générale de ses bancs, ce lambeau de flanc inverse se présente comme une écaille poussée, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, sur le synclinal du mont Caumes.

Les affleurements triasiques et jurassiques de l'anticlinal sont limités, au Nord, par la surface de contact anormal qui les sépare de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Au Sud, l'accident de bordure de l'anticlinal du Broussan ne présente pas un tracé rectiligne. Formé d'une succession de plans de discontinuité qui se relaient du Sud-Ouest vers le Nord-Est en affectant des couches jurassiques de plus en plus anciennes, il souligne, en direction du Nord-Est, une atténuation progressive de l'accident contre lequel s'élèvent les terrains triasiques du noyau anticlinal du Broussan. À l'est des Garniers, le rejet de la faille est presque nul; mais les couches du Jurassique sont soumises à des phénomènes d'étirement auxquels échappent seulement les dolomies.

Les terrains du flanc sud du pli du Broussan, formant ainsi une série quasi continue, dessinent, dans la colline 485,1, un synclinal perché (planche 3, coupe *e*) qui représente le prolongement de la bande synclinale crétacée, coincée entre le pli du Broussan et le massif du Croupatier. On observe ici une surélévation d'axe, vers le Nord-Est, du pli étroit qui se forme à la limite des deux unités tectoniques du Broussan et du Croupatier.

EN RÉSUMÉ, dans le secteur d'Évenos et du Broussan, le large affleurement d'Aptien occupe une aire qui tend à se plisser énergiquement dans un espace étroitement limité par deux masses de terrains, le bassin du Beausset et le massif du Croupatier, lesquels s'opposent à une extension des déformations tectoniques vers le Nord et le Sud.

À l'extrémité orientale du secteur surgit un anticlinal à noyau triasique (anticlinal du Broussan) qui affecte la forme, à l'Est, d'un pli faillé déjeté au Nord, et, à l'Ouest, d'un pli éjecté au sein de la couverture crétacée.

Dans la partie centrale (Destrier), le plissement de l'aire anticlinale aptienne s'atténue, mais les accidents conservent partout leur individualité.

Plus à l'Ouest (vallée de la Reppe), les plis de Reynaud et du Pipaudon s'interrompent brusquement contre des failles obliques parallèles aux couches redressées de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Au nord de l'ouvrage du Gros Cerveau, s'ennoie finalement l'anticlinal de la Carangue, formé par le plissement, contre l'Urgonien de la crête, d'une dalle calcaire issue du compartiment oriental du Croupatier.

2. Dépression du col de Garde, des Pomets, de Dardennes et de La Valette.

a. *Vue d'ensemble.*

Lorsqu'on quitte la dépression du Broussan en direction de l'Est, on pénètre, après avoir franchi le flanc sud-est du synclinal de la colline 485,1, dans un large couloir profondément érodé, limité, au Sud, par les massifs du Croupatier et du Faron et, au Nord, par les hauteurs du Coudon, du mont Combe, du Revest et du mont Caumes-Ouest.

Cette dépression — décrite par Haug sous le nom de « Zone des imbrications » — est essentiellement constituée par des terrains triasiques et jurassiques formant des bandes écailleuses anticlinales ou synclinales qui se chevauchent en général vers le Nord.

L'ensemble présente une structure très compliquée que l'on peut définir grâce à l'observation, dans la dépression permo-triasique de La Valette, d'accidents relativement simples auxquels se raccordent tous ceux qui affectent les autres parties de la dépression. Aussi, inversant l'ordre adopté au début de ce chapitre, je décrirai la *Zone des dépressions*, à partir de ce dernier secteur.

Au nord de La Valette (planche 5, coupe *a*), le Trias et le Jurassique constituent une première unité synclinale (*synclinal de la Brémone* = S_1) limitée au Nord et au Sud par les anticlinaux du versant sud du Coudon (A_1) et de Baudouvin (A_2). L'anticlinal A_1 , se prolongeant vers la Chaberte, s'ennoie à l'Ouest sous le Crétacé de la Vieille Valette, tandis que A_2 se prolonge plus loin, par la Ripelle, le barrage de Dardennes, les Marlet, jusque sur les pentes méridionales du Caumes-Ouest et, de là, se raccorde à l'anticlinal du Broussan.

Au sud de cet ensemble plissé se développe le *synclinal de la Folie* (S_2) qui se termine à l'Ouest par le bloc écailleux des Marlet, coincé entre les plis à noyau triasique A_2 et A_3 .

L'anticlinal A_3 (*anticlinal de l'Ubac du Faron*) est un pli faillé déversé au Nord sur le synclinal de la Folie. Limitant au Nord le compartiment jurassique du versant septentrional du Faron, il se divise, dans la dépression de Dardennes, en deux branches entre lesquelles se trouve enfermé le massif du Croupatier. La branche septentrionale A'_3 rejoint le pli A_2 à l'ouest des Marlet; la branche méridionale se raccorde par le pli de l'ancien Fort des Pomets à l'anticlinal du Croupatier et du Gros Cerveau et au Trias chevauchant de la bordure septentrionale du bassin de Bandol.

b. Synclinal de la Brémone (S_1) et anticlinal du versant sud du Coudon (A_1).

Au nord de La Valette, on accède au Coudon par la colline de Baudouvin, sorte de palier arasé à la cote 290 environ.

Sur le versant sud de ce relief, le Permien, incliné au Nord, heurte, par faille, une voûte de calcaires mésotriasiques sous laquelle apparaissent, à peu de distance à l'Est, les formations gréseuses et psammitiques du Grès bigarré. Ce repli anticlinal est le point de départ de l'accident qui sera décrit plus loin sous le nom d'*anticlinal de Baudouvin* (planche 5, coupe *a*).

Au-dessus du Muschelkalk reposent en concordance les marnes et cargneules du Keuper, puis le Rhétien calcaire et l'Hettangien dolomitique, les calcaires roux du Lias et les marno-calcaires du Dogger. Ces terrains, d'abord inclinés au Nord jusqu'au vallon de la Brémone, se relèvent ensuite pour venir s'appuyer, avec un pendage sud, de plus en plus accentué, sur les dolomies et calcaires jurassiques du massif du Coudon (planche 5, coupe *a*).

La continuité des couches, entre les versants nord et sud de ce synclinal, s'observe, à l'Ouest, dans le secteur des Platrières. Là, en effet, le Muschelkalk, décroché de son substratum éotriasique, chevauche les terrains rebroussés du socle du Coudon et ceux de la grande écaille de ce massif, entraînant le Keuper, l'Infralias et le Lias qui reposent normalement sur lui. Plus au Nord, sur le versant sud du Coudon, les affleurements jurassiques sont interrompus par une bande de calcaires portlandiens que l'on avait interprétée jusqu'ici comme un banc enraciné d'Urgonien (Haug, 1925) ou de Portlandien (M. Bertrand, 1887 *a*). Mais la réapparition des formations triasiques et infraliasiques au nord de l'affleurement portlandien, dans un ordre normal de superposition, fait admettre que cette masse calcaire est un lambeau de glissement qui s'est détaché de la falaise méridionale du Coudon (planche 5, coupe *a*).

La distribution générale des terrains dans le synclinal de la Brémone fait ressortir des phénomènes d'étirement dans le flanc nord chevauchant, tandis que, dans le flanc sud, tous les horizons conservent une puissance normale jusqu'aux grès permo-triasiques.

Le flanc nord se présente donc comme une masse de terrains, décollée à la base du Muschelkalk, qui aurait chevauché le massif du Coudon, par déplacement tangentiel vers le Nord.

Mais, au Sud, le Muschelkalk ne s'est pas désolidarisé de son substratum. Le synclinal de la Brémone n'ayant ainsi subi aucun mouvement de translation d'ensemble, il faut admettre que le chevauchement constaté au Nord résulte d'un véritable « emboutissage » des formations du Coudon sous le flanc nord soulevé du synclinal de la Brémone. Un tel déroulement des phénomènes tectoniques fait intervenir un allègement, par érosion, de la couverture sédimentaire dans le secteur de La Valette. C'est d'ailleurs à la faveur de cette dénudation qu'a pu se produire le glissement, vers le Sud, d'un lambeau de Portlandien détaché de la masse écailleuse du Coudon.

À l'ouest de la Brémone, le synclinal s'interrompt contre une faille transversale au contact de laquelle les couches infraliasiques et liasiques se plissent secondairement par compression latérale.

Au-delà de cet accident, la structure de la zone plissée, au sud du Coudon, change totalement d'aspect (planche 5, coupes *b* et *c*).

Les terrains du flanc septentrional du synclinal de la Brémone se plissent ici pour donner un anticlinal (*pli de la Chaberte*) à noyau infraliasique et triasique (le Keuper est seulement représenté), déjeté au Nord.

Le flanc nord du pli est constitué par de l'Infralias, du Lias, du Dogger et du Jurassique. L'ensemble forme un lambeau froissé au sein duquel les différents horizons sont fortement réduits par laminage.

Quant à la charnière, elle est affectée d'un accident longitudinal (F) qui se développe à l'Ouest, en prenant en écharpe toutes les formations jurassiques du flanc nord, et même les terrains crétacés de l'extrémité occidentale du Coudon. Il s'agit là d'une surface de contact anormal (véritable décrochement), contre laquelle butent les terrains du noyau et du flanc nord du pli.

L'anticlinal de la Chaberte prend ainsi la forme d'un *pli sinueux* qui contourne des unités tectoniques appartenant à la bordure méridionale du bassin du Beausset. Le Crétacé plissé et écaillé du massif du mont Combe, prolongé par celui de Coste-Belle, à l'ouest du Revest, constitue l'aire d'ennoyage des terrains triasiques et jurassiques de cet anticlinal (planche 5, coupe *d*). L'Aptien plissé des Bouisses et du Revest représente donc bien le prolongement, vers l'Ouest, du pli de la Chaberte. La faille continue (F) qui limite au Nord ce pli sépare les deux massifs crétacés du Coudon et du mont Combe. Bien que placé topographiquement dans le prolongement de ce dernier, le Coudon se rattache en réalité à la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Le synclinal qui prolonge à l'Ouest celui de la Brémone se continue jusque dans le mont Combe, où il se coince entre l'écaille aptienne des Bouisses et l'anticlinal jurassique de la Ripelle.

Entre le décrochement de la Brémone et l'extrémité orientale du plateau de Chavaille, l'Infralias et le Lias, reposant au Sud sur le Trias de Baudouvin, dessinent un synclinal à charnière faillée dans laquelle on observe un plongement très brusque du Lias du flanc nord au contact du Lias et de l'Infralias du flanc sud, plus faiblement inclinés.

Ce type d'accident s'atténue rapidement vers l'Ouest, dans le secteur de Chavaille où, par contre, le Dogger marneux et le Bathonien supérieur calcaire, qui occupent maintenant la charnière synclinale, se plissent secondairement, amorçant en outre une retombée anticlinale vers le Sud (planche 5, coupe *c*). Contre ces formations qui s'interrompent brusquement au Sud-Ouest viennent buter, par faille, le Trias, puis l'Infralias et le Lias du pli de la Ripelle.

Au Nord-Ouest (secteur de la Ripelle et du mont Combe), le synclinal s'évase, sans perdre toutefois son individualité. On en trouve la trace au sommet du mont Combe dans un petit ensellement qui recèle des calcaires marneux bédouliens. Cette atténuation du pli synclinal s'explique par un phénomène de plissement dysharmonique des couches jurassiques subordonnées aux horizons crétacés. Les sédiments, comprimés entre l'anticlinal de la Ripelle et l'écaille anticlinale des Bouisses, se sont plissés énergiquement, pendant que la dalle urgonienne, légèrement déprimée dans son axe NW-SE, se décollait tangentiellement, faisant disparaître sous elle le Néocomien et le Portlandien (planche 5, coupe *d*). Pour expliquer ce phénomène de plissement dysharmonique, avec déplacement vers le Sud, de la dalle urgonienne décollée, on doit invoquer, non seulement la différence de plasticité des formations jurassiques et crétacées, mais aussi *une érosion plus profonde de la couverture sédimentaire dans le secteur de la Ripelle que dans le massif du mont Combe*.

Le synclinal de la Brémone qui se développe, à l'Ouest, jusqu'au mont Combe, chevauche donc, par l'intermédiaire d'un pli faillé déversé au Nord, les unités tectoniques de la bordure méridionale du bassin du Beausset. L'ensemble vient se coincer sur le versant occidental de la colline de Coste-Belle, entre deux surfaces de contact anormal F et F' (planche 5, coupe *e*).

c. Anticlinal de Baudouvin (A₂) et synclinal de la Folie (S₂).

Dans la dépression qui sépare le massif du Coudon et celui du Faron, les formations permienues, triasiques et infraliasiques dessinent un anticlinal ouvert à l'Est, sur la plaine permienne de La Valette. Les deux flancs de ce pli appartiennent à deux unités synclinales précédemment décrites : le *synclinal de la Brémone*, au Nord ; le *compartiment jurassique du versant septentrional du Faron*, au Sud. Un accident longitudinal descendant jusqu'au Permien affecte l'anticlinal, au sud de son plan axial. Le Permien et le Grès bigarré du flanc méridional affaîssé heurtent le Trias moyen du noyau du pli.

Cette faille — déjà signalée par M. Bertrand — revêt dans les terrains antétriasiques la forme d'une cassure verticale (*faille des Minimés*). Se développant dans la couverture jusqu'au Jurassique moyen, elle se transforme en une surface de contact anormal très inclinée sur laquelle reposent les terrains triasiques et jurassiques du versant nord du Faron. En ce point du secteur toulonnais, on peut donc observer la rigoureuse superposition d'un accident plissé de la couverture à une fracture du substratum paléozoïque.

L'anticlinal à noyau triasique qui s'ébauche au nord de la faille des Minimes, se prolonge vers l'Ouest en direction du col de La Valette. Le noyau mésotriasique, visible sur le versant sud de la colline de Baudouvin et dans le mamelon calcaire à l'ouest des Minimes, s'ennoie périclinalement sous le Keuper du soubassement de Chavaille. Jusque là, les terrains du flanc nord du pli, normalement superposés, se raccordent sans accident à la charnière synclinale de la Brémone.

À l'ouest de ce point, dans le fond même du vallon qui conduit au plateau de la Chavaille, une faille longitudinale (F') vient réduire les termes du flanc septentrional du pli. Après la disparition du Rhétien, de l'Hettangien et du Lias, les seules formations qui affleurent sur ce flanc sont les calcaires marneux du Dogger, sous lesquels apparaissent, de loin en loin, des lambeaux fusi-formes de Lias supérieur à *Lima hersilia*.

Au sud de cet accident (accident de Tourevelle), la charnière de l'anticlinal A₂ s'affaisse. À peine sensible au col de La Valette, où affleurent le Rhétien et l'Hettangien, cet affaissement s'accroît plus à l'Ouest pour donner le synclinal dissymétrique de la Folie, à flanc nord-est constitué par du Lias et du Dogger marneux en superposition normale, et à flanc sud-ouest formé d'Infralias dolomitique, de Lias et de Dogger en position renversée. Cette série, réduite par laminage à son seul terme mésojurassique, est chevauchée, du Sud vers le Nord, par le compartiment triasique et jurassique du versant nord du Faron (planche 5, coupe d).

L'anticlinal de Baudouvin perd ainsi son individualité à l'ouest du col de La Valette. Mais on doit néanmoins considérer comme son prolongement vers l'Ouest, l'anticlinal de la Ripelle, formé par les deux séries de terrains qui s'affrontent de part et d'autre de la faille de Tourevelle : au Nord-Est, le Jurassique moyen de la Chavaille et du soubassement du mont Combe; au Sud-Est, le Trias, l'Infralias et le Lias du col de La Valette et de la dépression de la Folie.

Au nord de la Ripelle, l'anticlinal s'ouvre largement, laissant apparaître, dans sa charnière, l'Hettangien et le Rhétien de la Danillone et du Colombier, au sud du barrage du Revest (planche 5, coupe e). La faille de Tourevelle (F'), accident de charnière au Château de la Ripelle, se développe à partir de ce point jusque dans le flanc septentrional du pli constitué, à l'est du barrage, par l'Hettangien et le Lias renversés. L'accident, subvertical ou fortement incliné au Nord-Est, se renverse à l'ouest de Tourevelle; il détermine alors une surface de contact anormal par l'intermédiaire de laquelle les terrains du flanc inverse du pli s'appuient sur l'Aptien de l'écaille anticlinale des Bouisses et du Revest.

L'épanouissement de la charnière anticlinale au nord de la Ripelle se produit entre deux accidents inclinés en sens inverse : au Nord, la faille de Tourevelle, dont on vient de préciser la position dans le flanc septentrional du pli et, au Sud, la faille de la Ripelle pouvant être décrite comme une surface de chevauchement sur laquelle repose une dalle décollée de calcaires liasiques, poussée du Sud vers le Nord sur la charnière affaissée (planche 5, coupe d).

Ces deux accidents soulignent, d'une part, le décollement vers le Sud de la masse synclinale du mont Combe et, d'autre part, un écaillage en sens inverse des bancs liasiques du synclinal de la Folie. Ils traduisent des actions tectoniques puissantes s'exerçant sur une série sédimentaire plissée, comprimée entre deux masses résistantes formant butoir.

À l'ouest du ruisseau du Las, l'anticlinal de Baudouvin-la Ripelle et le synclinal de la Folie se prolongent dans un système plissé et écaillé à structure de plus en plus complexe (planche 5, coupes e et f).

Dans la charnière du pli du Colombier (pli prolongeant vers l'Ouest celui de la Ripelle), le Rhétien s'ennoie périclinalement, en s'écaillant, sous les dolomies hettangiennes. Celles-ci disparaissent à leur tour dans un accident longitudinal mettant en contact les terrains liasiques renversés du flanc nord avec ceux du flanc sud. Le Lias décroché par un accident transversal apparaît seul dans le noyau anticlinal. Plus loin le pli s'ouvre de nouveau pour donner l'anticlinal à flanc nord écaillé de Mal-Vallon⁽¹⁾ (planche 5, coupe h).

(1) Cet accident est étudié plus loin dans le chapitre consacré au dispositif tectonique du puits Charlois et du Caumes-Ouest.

Le flanc septentrional du pli du Colombier complété par le Dogger marneux et calcaire et les dolomies supra-jurassiques se renverse au Nord, sur l'échelle aptienne du Revest et de Coste-Belle. Une surface de contact anormal (F') inclinée au Nord (*faille du Colombier*), en continuité avec celle de Toureville, sépare les deux unités tectoniques. À l'Ouest, ce flanc inverse, s'enrichissant du Portlandien, s'étire et se renverse davantage, pour donner le système écaillé extrêmement tourmenté de l'accident de Mal-Vallon, sur lequel chemine le Trias éjectif d'un noyau anticlinal étranglé.

Le flanc sud, comprimé entre le Trias de Dardennes et la charnière anticlinale, se plisse secondairement. Le soulèvement de l'Hettangien et du Lias dans le secteur de Boudevigne refoule vers le Sud le Dogger marneux qui s'étire en un mince affleurement au contact du dôme mésotriasique de la colline 123,3, au nord du hameau de Dardennes.

Dans la colline 291,2, à l'ouest de la route du Revest, ce flanc sud, constitué de Dogger marneux et calcaire et de dolomies suprajurassiques, se présente sous la forme d'un bloc d'allure relativement tranquille. Poussé par le Trias chevauchant de la Salvatte et de Fontanier, soulevé en même temps par le Trias éjectif de Mal-Vallon qui en lamaine les assises inférieures, ce bloc se coince à l'ouest des Marlet, entre les deux montées de Trias qui se rejoignent dans la charnière de l'anticlinal du Pont des Pomets. Là disparaît à l'Ouest l'unité tectonique décrite sous le nom de *synclinal de la Folie*.

L'anticlinal du Colombier et celui de Fontanier ne forment plus, à l'ouest des Marlet, qu'un seul accident qui se continue vers l'Ouest avec de multiples complications de détails (planche 5, coupe i).

Une coupe nord-sud, menée à travers ce secteur plissé, fait ressortir, dans le vallon des Pardiguières, un anticlinal à noyau triasique légèrement déversé sur le Jurassique renversé du mont Caumes-Ouest. Le Muschelkalk de la charnière, plissé en demi-voûte, s'appuie, au Nord, par l'intermédiaire du Keuper et d'une lame de Lias, tantôt sur les dolomies suprajurassiques, tantôt sur le Dogger marneux ou calcaire. Au Sud, les calcaires mésotriasiques heurtent les formations jurassiques d'un repli anticlinal à noyau rhétien (*pli des Pomets*) qui affecte le soubassement jurassique du compartiment du cap Cros, au nord-est du Croupatier.

Ainsi, cet anticlinal (*anticlinal du Pont des Pomets*) se présente comme un pli dissymétrique déjeté au Nord. Le flanc sud disparaît dans l'accident situé à la limite du Jurassique des Pomets; au flanc nord appartiennent le Keuper et le Rhétien, solidaires du Muschelkalk, ainsi que le Jurassique et le Crétacé de la série renversée du mont Caumes-Ouest. Ces derniers terrains forment ici une énorme échelle pincée entre la charnière et les couches renversées de la bordure sud du bassin du Beausset.

À l'ouest du Pont des Pomets, le noyau du pli se réduit en une simple lame de Rhétien.

Au-delà de cette zone resserrée, le Trias (Keuper seulement) surgit de nouveau dans une charnière anticlinale extrêmement tourmentée, formée de plusieurs replis de calcaires et de dolomies infraliasiques.

L'axe du pli s'infléchit ensuite vers le Nord. Dans la charnière écrasée latéralement, les accidents secondaires se déforment, pendant que se gauchissent les bancs jurassiques de l'échelle du mont Caumes-Ouest.

Le noyau triasique et infraliasique du pli chevauchant du Pont des Pomets affecte une forme beaucoup moins tourmentée au nord du chemin stratégique conduisant au mont Caumes. Réduit d'abord à une bande de Keuper pincée entre deux bancs de Rhétien, puis à un affleurement de Rhétien, il disparaît au sud du Caumes-Ouest, au point où le contact anormal soulignant l'axe du pli s'infléchit de nouveau vers l'Ouest. Les dolomies hettangiennes, sous lesquelles s'ennoie le noyau triasique, chevauchent alors directement le Jurassique moyen, puis le Jurassique supérieur de l'échelle du Caumes-Ouest (planche 3, coupe c).

À l'Ouest, la masse chevauchante hettangienne, complétée à sa base par le Rhétien et le Keuper étirés, s'appuie sur les formations crétacées (Urgonien et Aptien) de l'extrémité occidentale de l'échelle. Mais celle-ci disparaissant plus loin, le contact s'établit avec les couches aptiennes renversées de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Revenons maintenant à la zone d'inflexion du pli, située dans le vallon des Pomets, à mi-côte du col du Corps de Garde.

À la faveur de ce changement de direction de l'axe anticlinal, le flanc méridional se développe et donne un large affleurement de dolomies hettangiennes et de Lias dont la tranquillité contraste avec la structure tourmentée des couches triasiques et rhétiennes de la charnière. Malgré la présence de quelques accidents transversaux qui interrompent la continuité des séries jurassiques, l'allure calme du secteur est encore plus apparente dans le vallon du Corps de Garde, où se raccordent les terrains du flanc méridional du pli du Pont des Pomets et ceux de la zone d'ennoyage de l'anticlinal qui borde ce dernier au Sud.

d. Anticlinal de l'Ubac du Faron (A_3) et compartiments jurassiques des versants septentrionaux du Faron et du Croupatier.

Ces différentes unités ayant déjà fait l'objet de descriptions dans les chapitres consacrés au Faron et au Croupatier, je n'en reprends l'étude ici que pour les situer dans leur véritable cadre tectonique : celui de la zone des dépressions du col de Garde, de Dardennes et de La Valette.

L'*anticlinal de l'Ubac du Faron* (A_3) est un pli-faille déjeté au Nord sur le synclinal de la Folie (planche 5, coupe *d*). Dans sa charnière affleurent le Keuper et le Rhétien réduits à l'état de mylonite; son flanc sud comprend toute la série jurassique du compartiment septentrional du Faron; son flanc nord n'est plus représenté, au sud de la Folie, que par un lambeau de calcaires roux liasiques pincé entre le Bathonien marneux et le Trias.

Dans la dépression de Dardennes et les hauteurs de Fontanier, le Trias s'étend sur un large affleurement d'où se détachent, au Sud, les bandes de Keuper des Moulins et de l'ancien Fort des Pomets. Entre ces bandes triasiques, divergentes vers le Sud-Ouest, se trouvent enfermés trois compartiments synclinaux : le soubassement du Faron, à l'Est; la cuvette synclinale des Quatre-Chemins, au centre; le soubassement du Croupatier, à l'Ouest.

Parmi ces unités synclinales et anticlinales, seules entrent dans le cadre de cette étude la bande triasique nord et le compartiment jurassique septentrional du massif du Croupatier.

BANDE TRIASIQUE NORD. — Dans la colline 123,3, au nord du hameau de Dardennes, un banc massif de Muschelkalk, surgissant à travers le Keuper, chevauche le Bathonien marneux du flanc méridional du pli du Colombier.

Plus à l'Ouest (Salvatte), le Keuper s'intercale entre le Dogger et le Trias moyen. Celui-ci toujours déversé au Nord, se divise en deux lames écailleuses qui s'ennoyaient à l'Ouest sous le Keuper de Fontanier. La bande triasique réduite alors à un seul affleurement de Trias supérieur se prolonge jusqu'au Sud-Ouest des Marlet, où elle rejoint l'anticlinal du Pont des Pomets, perdant ainsi son individualité.

COMPARTIMENT JURASSIQUE DU VERSANT NORD DU CROUPATIER. — Entre les deux anticlinaux de Fontanier et des Moulières, les terrains infraliasiques, liasiques et mésojurassiques dessinent un synclinal dissymétrique à flanc sud redressé contre l'anticlinal des Moulières et du Fort des Pomets.

Jusqu'au vallon du Mal d'Égout, ce synclinal s'épanouit et s'ennoe régulièrement sous le massif du Croupatier.

À partir de ce point, la structure du secteur change brusquement.

Tandis qu'au Sud, les couches jurassiques, inclinées au Nord-Ouest, s'enfoncent avec un pendage assez fort sous le Crétacé du Croupatier, au Nord, ces mêmes terrains, se soulevant d'un seul bloc, viennent heurter le massif urgonien de leurs bancs inclinés au Sud-Ouest.

Ainsi s'individualise, sur le versant septentrional du Croupatier, le compartiment jurassique surélevé du cap Cros, dont une esquisse générale a déjà été donnée dans le chapitre consacré à la zone urgonienne méridionale.

Par sa position tectonique entre le Trias du Pont des Pomets et le massif urgonien du Croupatier, ce compartiment se montre l'homologue de celui qui constitue le flanc nord du Faron.

Mais si, dans ce dernier secteur, le dispositif jurassique conserve une certaine tranquillité d'ensemble, ici, au contraire, la disposition générale des terrains révèle d'importantes dislocations de couches.

Sous le Dogger marneux, formation plastique et déformable, dans laquelle s'atténuent puis disparaissent tous les accidents, le Lias et l'Infralias se plissent et se fracturent dans une direction parallèle à la grande faille du Nest.

On observe notamment, au contact du noyau triasique du Pont des Pomets, un bombement très localisé qui affecte en particulier le Rhétien et l'Hettangien (planche 5, coupe *i*). Dans l'axe de ce brachyanticlinal, la voûte se soulève entre deux failles verticales orientées Est-Ouest. Au Nord, le Muschelkalk, qui monte dans la charnière du pli du Pont des Pomets, heurte cette bande de terrains jurassiques. On constate alors, sur la surface de contact anormal, la disparition presque totale du pli.

Les deux accidents qui affectent le brachyanticlinal des Pomets atteignent leur rejet maximum au niveau de la voûte rhétienne. Se prolongeant vers l'Ouest dans le compartiment jurassique du versant nord du Croupatier, ils s'atténuent dès qu'ils pénètrent dans la puissante formation calcaréo-marneuse du Dogger. On perd rapidement la trace de l'accident méridional au nord du cap Cros. La faille septentrionale sur laquelle s'affrontent les deux anticlinaux des Pomets, se prolonge, puis disparaît à son tour dans le Dogger marneux du vallon du Corps de Garde. Les terrains jurassiques de la zone d'ennoyage du pli méridional se raccordent ainsi normalement avec ceux du flanc sud de l'anticlinal du Pont des Pomets. À l'ouest de la dépression du col de Garde, il n'existe donc plus, dans l'espace qui sépare la zone urgonienne du Croupatier et le synclinal du mont Caumes, qu'une seule unité tectonique. On peut la définir comme *une aire anticlinale surélevée* limitée, au Nord, *par un pli-faille à noyau triasique et infraliasique*, déversé sur le flanc méridional renversé du synclinal du mont Caumes (planche 3, coupes *c* et *d*).

e. Zone de raccord des accidents de la dépression du vallon du Corps de Garde avec ceux de la cuvette du Broussan (fig. 58).

À la limite sud-est de la cuvette du Broussan, une bande de Bathonien calcaire et de dolomies suprajurassiques, issue de la bordure septentrionale du Croupatier, s'infléchit brusquement vers le Nord-Est, puis vers l'ENE, déterminant une enveloppe périclinale sous laquelle s'annoient le Dogger marneux et le Lias de l'extrémité occidentale de la dépression du Corps de Garde.

Les bancs de dolomies, se redressant au Nord-Ouest contre l'anticlinal du Broussan, dessinent un synclinal aigu dans l'axe duquel vient s'encaster, à la faveur d'accidents verticaux, la bande synclinale aptienne du bord méridional de la dépression.

Le synclinal se relève vers l'ENE, en direction du sommet 485,1. Son flanc nord, affecté par d'importants étirements de couches à la traversée de la route du col de Garde, se complète vers l'Ouest par l'apparition, sous le Bathonien calcaire, du Dogger marneux, du Lias et de l'Infralias. Son flanc sud, au contraire, se réduit par étirement d'abord, puis par laminage, au contact de la grande dalle soulevée de dolomies infraliasiques et liasiques du flanc sud du pli du Pont des Pomets. Au Nord-Est, les terrains jurassiques plissés de la colline 485,1 dessinent, au-dessus de l'Infralias, une terminaison pérисynclinale.

Ainsi, à la limite de la cuvette du Broussan et du vallon du col de Garde se situe un sillon synclinal dans lequel les terrains jurassiques présentent une dénivellation importante par rapport au compartiment surélevé du vallon du Corps de Garde.

De part et d'autre de cet accident se développent des plis à noyau triasique (Broussan, à l'Ouest, Pont des Pomets, à l'Est) qui se déversent au Nord sur les mêmes terrains renversés de la bordure méridionale du bassin du Beausset. Ces deux plis présenteraient une symétrie parfaite sans la dénivellation de terrains observée sous la colline 485,1.

L'anticlinal du Broussan se situe exactement dans le prolongement du pli du Pont des Pomets. Le plissement des terrains jurassiques sous la colline 485,1 semble dû au brusque mouvement d'inflexion du pli vers le Sud-Ouest.

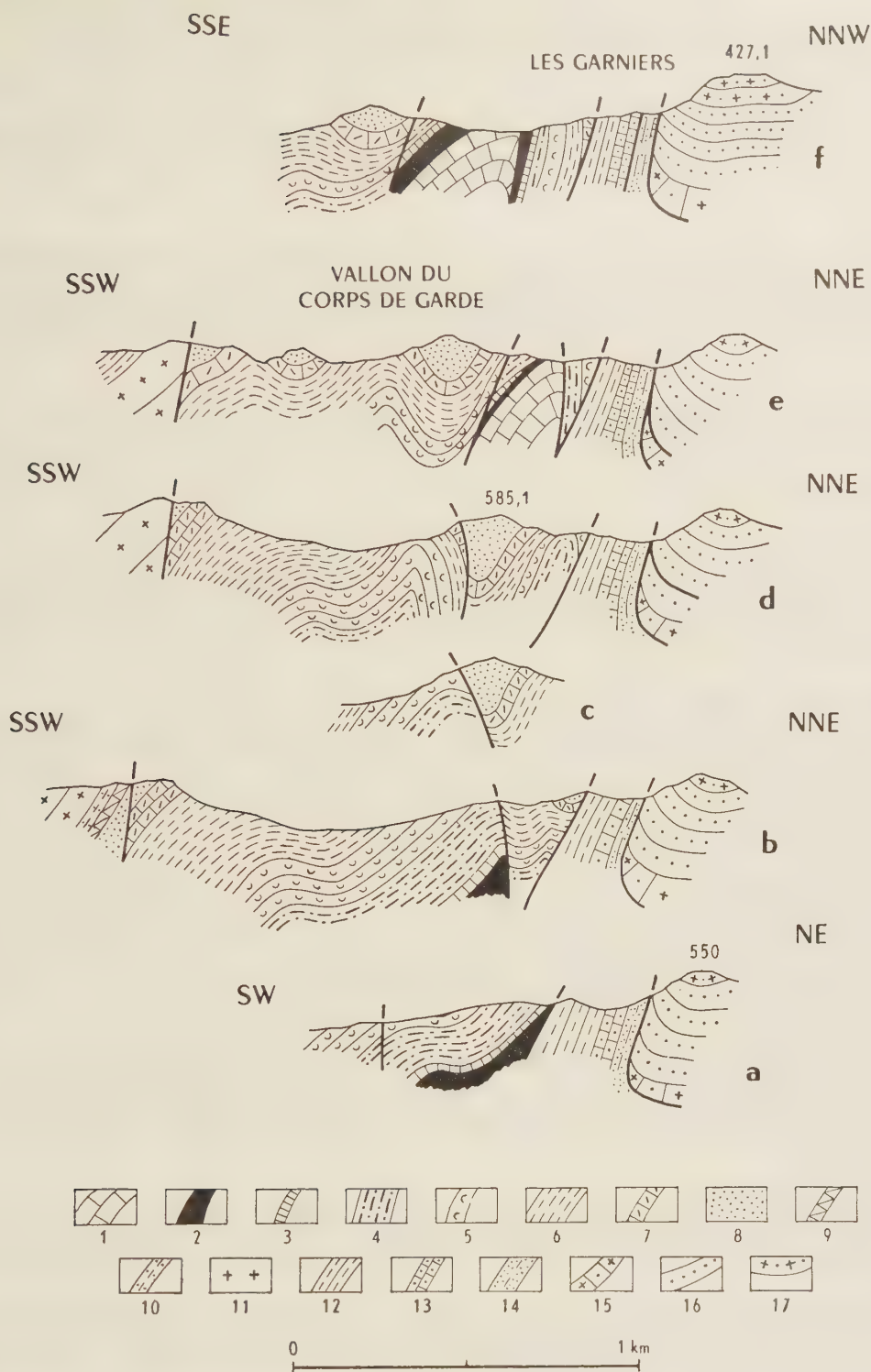


FIG. 58. — Synclinal de la colline 485,1 : zone de raccord du pli du Pont des Pomets et de l'anticlinal du Broussan

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Hettangien. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien calcaire. — 8. Dolomies suprajurassiques. — 9. Portlandien. — 10. Néocomien. — 11. Urgonien. — 12. Aptien. — 13. Cénomaniens. — 14. Turonien sableux. — 15. Turonien calcaire. — 16. Grès et calcaires spathiques sénoniens. — 17. Calcaires à Hippurites sénoniens.

EN RÉSUMÉ, dans la zone des dépressions, à l'est du Broussan, les terrains triasiques et jurassiques donnent une série échelonnée de plis anticlinaux, en général déversés au Nord.

Tous ces plis se rattachent à l'Est à des accidents correspondants de la dépression de La Valette. Mais, se prolongeant vers l'Ouest, ils finissent par disparaître successivement — à l'exception toutefois du plus méridional — sur la ligne de contact anormal de l'aire synclinale du bassin du Beausset.

Le pli de la Chaberte, naissant sur les pentes sud du Coudon, s'ennoie au Nord-Ouest, sous le Crétacé des collines du mont Combe. L'anticlinal aigu, cisailé à sa base, que dessinent les terrains de la zone d'ennoyage, ne forment plus, dans le secteur du Revest, qu'une mince bande écailleuse se terminant en biseau à l'ouest de Coste-Belle.

L'anticlinal de Baudouvin issu du pli de La Valette, se développe vers l'Ouest en donnant d'abord un pli droit (*anticlinal de la Ripelle*), à charnière faillée et à flancs écailleux. Au flanc nord appartiennent les terrains crétacés du synclinal du mont Combe et de l'écaille anticlinale des Bouisses.

À l'Ouest, le pli se déverse au Nord (*anticlinal du Colombier*) sur l'écaille aptienne du Revest et de Belle-Vue, puis, après la disparition de cette dernière, sur les couches renversées du bassin du Beausset.

L'anticlinal prend alors la forme d'un pli renversé à noyau triasique étranglé (*accident de Mal-Vallon*) qui chevauche, par l'intermédiaire d'un flanc inverse écailleux, les couches renversées du flanc méridional de l'aire synclinale du mont Caumes. La surface de contact anormal séparant les deux séries de terrains qui s'affrontent passe entre le Crétacé inférieur du mont Caumes (Puits Charlois) et le Portlandien du pli de Mal-Vallon.

Plus à l'Ouest, l'*anticlinal à noyau triasique et infraliasique du Pont des Pomets* se déverse, comme celui de Mal-Vallon, sur le Crétacé du mont Caumes. Mais, aux formations jurassiques du flanc inverse s'ajoutent des terrains crétacés (Aptien, Urgonien, Néocomien) arrachés au flanc méridional du synclinal du mont Caumes.

La grande écaille du Caumes-Ouest a une destinée comparable à celle des Bouisses et du Revest. Se détachant de plus en plus de sa racine, elle finit par disparaître à l'Ouest, entre la surface de contact anormal sur laquelle elle chemine et celle sur laquelle s'appuient les formations du pli chevauchant.

Le *synclinal de la Folie*, accompagnant l'anticlinal de la Ripelle, disparaît à l'Ouest, à la rencontre des deux plis (Baudouvin et Ubac du Faron) entre lesquels il avait pris naissance à l'Est.

Les compartiments jurassiques des versants septentrionaux du Faron et du Croupatier apparaissent comme des blocs homogènes qui se soulèvent verticalement et d'une seule pièce contre les massifs couronnés d'Urgonien.

Reposant sur la même assise triasique, ils participent tous deux aux mêmes mouvements qui leur font chevaucher au Nord le synclinal de la Folie et des Marlet.

Malgré ces traits communs de structure, nous verrons plus loin (interprétation tectonique de la zone des chaînons et massifs nord-toulonnais) que le compartiment jurassique du Faron occupe une position tectonique bien différente de celle du Croupatier.

D. ZONE DES SÉRIES RENVERSÉES ET FORMATIONS EN ÉCAILLES DU COUDON, DU MONT COMBE, DU REVEST ET DU MONT CAUMES-OUEST

1. Le Coudon.

a. *Vue d'ensemble.*

Le Coudon se dresse comme un bastion au nord de la petite colline de Baudouvin; sa ligne de crête, se détachant du plateau de Tourris (cote 300), s'élève progressivement jusqu'au Fort-Est (cote 700), où elle domine par un à-pic impressionnant la dépression des Moulières, au sud-est de la Farlède.

Ce massif, promontoire avancé vers l'Est des collines nord-toulonnaises, apparaît, vu de la plaine de la Crau, comme un bourrelet séparant le plateau des Selves, au Nord, de la dépression de La Valette, au Sud.

À partir des Moulières, suivons le chemin de la Farlède jusqu'au col qui sépare le Coudon de la colline de Pierrascas. Là, quittons le sentier et gravissons la pente qui conduit directement au sommet du massif. Nous observons d'abord, après avoir traversé une zone recouverte par des éboulis de pentes, le Permien, représenté par ses assises supérieures rouge vif, gréseuses et argileuses, auquel succède le Grès bigarré. Ces formations, inclinées vers le Sud-Ouest, quoique affectées de quelques fractures verticales, apparaissent parfaitement liées les unes aux autres dans un ensemble relativement tranquille formant le socle du massif du Coudon.

Au-dessus repose le Muschelkalk, dolomitique à la base et calcaire au sommet. Les calcaires assez tourmentés dans le détail se sont déformés, après fracture, sur leur base dolomitique transformée, en de nombreux points, en une véritable brèche.

Au Keuper, parfois très réduit, qui recouvre partout le Muschelkalk, succède une série infraliasique et liasique incomplète. En parcourant une bande de terrain entre les courbes de niveau 300 et 350, on voit, à l'est de la batterie du Gros Rocher, les dolomies infraliasiques accompagnées du Lias reposer directement sur le Keuper; plus au Sud, ces terrains disparaissent, et c'est le Dogger marneux qui repose sur le Keuper à la faveur d'une faille faiblement inclinée au Nord; plus au Sud encore, sous le point coté 364, la série infraliasique se complète, mais le Lias ne réapparaît pas sous le Dogger.

Le Dogger, formant au-dessus de cette série incomplète un affleurement continu, sert de base aux autres formations du Jurassique et du Crétacé inférieur représentés ici par tous leurs horizons. Sur la pente du Coudon qui conduit directement au Fort, nous trouvons, en effet, dans l'ordre : les dolomies du Jurassique, les calcaires du Portlandien, les calcaires marneux et calcaires du Néocomien et enfin l'Urgonien. Seul, parmi ces terrains, le Néocomien présente des indices de réduction de puissance par étirement. Mais ce phénomène reste localisé au nord du promontoire, à proximité même de la faille qui limite au Sud la zone tabulaire des Selves, en position surélevée par rapport au Coudon.

Déplaçons-nous au niveau du Dogger, sur le versant est du massif, nous ne tardons pas à observer une première interruption des calcaires bathoniens. Ceux-ci heurtent les dolomies jurassiques; nous les retrouvons, en poursuivant notre chemin, vers le Nord, 20 mètres plus bas; mais ils s'interrompent de nouveau pour entrer en contact, cette fois, avec la base du Dogger et le sommet du Lias de la série jurassique de la Farlède. Pour découvrir à nouveau le Bathonien calcaire, il faut, dans ce dernier compartiment, s'élever de 80 mètres environ jusqu'aux barres qui forment la bordure orientale du plateau des Selves.

Ainsi, le socle du massif du Coudon, déjà affecté d'un décollement tangentiel au niveau de l'Infralias et du Lias, se trouve dénivélé par rapport au compartiment des Selves. La première faille, présentant un rejet au Nord de 20 mètres, double un deuxième accident beaucoup plus important (rejet : 80 mètres), désigné sous le nom de *faille de la Farlède*. Ces deux accidents, subverticaux, se continuent vers l'Ouest, où, se confondant en un seul au nord de la Batterie des Rosiers, ils séparent les calcaires urgoniens du Coudon des dolomies jurassiques de la plaine des

Selves. À la base du socle, les deux failles se perdent dans les formations du Keuper sans paraître affecter les horizons supérieurs calcaires du Muschelkalk.

Dirigeons-nous maintenant vers le Sud en suivant l'affleurement continu de Dogger marneux que nous avons choisi comme horizon-repère sur le flanc est du Coudon. Nous nous heurtons, à l'ouest de la croupe cotée 364,4 à un accident orienté Sud-Nord (*faille du Coudon*), mettant en contact direct les calcaires marneux du Jurassique moyen avec les calcaires du Bathonien supérieur.

Au Sud, cet accident ne paraît pas affecter les terrains du soubassement du massif, puisque, de part et d'autre de son tracé, on voit affleurer le Muschelkalk. Mais, alors que, dans le compartiment est, le Muschelkalk conserve un pendage nord et disparaît sous les formations jurassiques et crétacées du Coudon, dans le compartiment opposé, les calcaires triasiques, inclinés vers l'Ouest, se prolongent souterrainement en direction de la colline de Baudouvin, dont ils constituent l'une des formations de base. Plus au Sud, l'accident se perd dans les brèches dolomitiques, à la partie inférieure du Muschelkalk. Le Grès bigarré réagit sous le Trias moyen par des froissements sur des contacts faillés.

Dans le ravin qui conduit au sommet, le Muschelkalk du compartiment de Baudouvin affronte, en les chevauchant légèrement, le Keuper et l'Infralias du socle du Coudon. Puis, s'écartant de la faille, il décrit une grande courbe qui l'amène sur le flanc sud du massif où il entre en contact avec le Bathonien supérieur calcaire, puis les dolomies jurassiques d'un immense bloc formant une unité tectonique indépendante au sein du massif (planche 5, coupe *a*).

Ce bloc, qui s'individualise au fond du ravin des Moulières, exactement au point de rencontre de deux contacts anormaux (faille du Coudon et surface de chevauchement du Muschelkalk), se détache comme une grande écaille coincée entre la masse chevauchante triasique et les terrains jurassiques et crétacés du bloc septentrional.

L'étude du versant est du Coudon permet ainsi de décrire trois unités tectoniques bien distinctes (planche 5, coupe *a*) :

1^o *le bloc septentrional*, assis sur son soubassement triasique et permien, et épaulé, au Nord, par le compartiment tabulaire de la plaine des Selves;

2^o *l'écaille méridionale*;

3^o *le synclinal chevauchant* triasique et jurassique de la Brémone et de Baudouvin (unité faisant partie de la zone des dépressions).

b. L'écaille méridionale.

La base de l'écaille est constituée par les calcaires du Bathonien supérieur.

Au-dessus de cette formation, les dolomies jurassiques affleurent largement jusqu'au sommet du massif. Le Portlandien, qui repose normalement sur les dolomies, forme les premiers escarpements de part et d'autre de l'isthme dolomitique observé à l'est de la Batterie-Sud.

La route stratégique de crête conduisant de ce point au Fort-Est, établie sur le Portlandien, passe rapidement sur l'Urgonien. La faille du Coudon, orientée Nord-Sud, sépare donc les deux formations.

Éloignons-nous maintenant de la Batterie-Sud en longeant la crête vers l'Ouest, nous rencontrons, après le Portlandien, l'Urgonien qui dessine un synclinal très aigu. Au contact des deux formations, le Néocomien a localement disparu par étiement, mais nous le retrouvons bien développé, au Nord, dans un affleurement sinueux révélant des plissements secondaires au sein des terrains suprajurassiques et infracrétacés; nous l'identifions, en outre, au Sud, dans la vire herbeuse qui partage l'escarpement méridional du massif en deux étages de calcaires blancs, l'un portlandien, à la base, l'autre urgonien, au sommet.

Au nord du mamelon 612,4, les formations de l'écaille, affectées de plissements, viennent heurter l'Urgonien du compartiment enraciné du Coudon par l'intermédiaire d'une faille dirigée d'Est en Ouest. Cet accident est la faille du Coudon qui abandonne ici sa direction nord-sud, pour s'infléchir vers l'Ouest autour de la petite dépression de la batterie du Cros des Rosiers occupée par de la dolomie. Le long de ce contact anormal, on voit disparaître progressivement, de l'Est vers l'Ouest, les dolomies jurassiques, les calcaires portlandiens et le Néocomien, de telle sorte qu'à partir du point 612,4 n'affleurent plus à l'Ouest, de part et d'autre de l'accident, que les calcaires urgoniens.

Les observations permettant de retrouver le tracé de la faille dans le reste du massif sont ainsi rendues difficiles. Néanmoins, quelques indices permettent de suivre le passage de l'accident. Ce sont, d'abord, les brèches qui jalonnent le contact, entre les points 612,4 et 390,6, ensuite, les brusques variations de pendage des calcaires urgoniens dans la zone faillée, enfin, la réapparition, à l'ouest de 390,6, d'un affleurement de Néocomien pincé entre les deux masses d'Urgonien des deux compartiments qui s'affrontent. On remarque, en outre, que le prolongement de la faille du Coudon vers l'Ouest s'identifie avec le contact anormal qui sépare, au sud-est de la Chaberte, les calcaires à silex aptiens appartenant au compartiment nord du Coudon et la masse urgonienne de l'écaille.

L'écaille du Coudon s'étend donc à l'Ouest jusqu'à la dépression de la Chaberte, où, seulement constituée d'Urgonien, elle disparaît au contact des terrains d'un pli sinueux à noyau triasique précédemment décrit.

Ce pli prolonge vers le Nord celui que l'on peut reconnaître sur le flanc sud du Coudon. Sa forme chevauchante est caractérisée par le tracé sinueux du contact anormal qui le sépare du reste du massif et par l'avancée, sous le sommet 530,0, des dolomies hettangiennes sur l'Urgonien. Les accidents de détails que l'on y observe correspondent, dans l'écaille, à des déformations montrant que pli et écaille ont réagi simultanément, mais de façon différente à l'action des poussées orogéniques.

À l'Ouest, en effet, sur une masse urgonienne solidement établie sur son substratum, se déverse un pli à charnière triasique et infraliasique qui se décolle sur son plan axial au niveau du Keuper ou du Rhétien. Le flanc sud, chevauchant le flanc nord renversé et étiré, vient finalement s'appuyer sur la terminaison occidentale de l'Urgonien du Coudon (planche 5, coupe c).

À l'Est, un changement profond s'observe dès que l'on franchit la faille qui, décrochant le pli sous le sommet 530,0, affecte en même temps tous les terrains du bloc écailleux. Ici, le pli qui n'a pas de flanc renversé, n'existe plus sous sa forme typique. Le Muschelkalk, décollé au niveau du Grès bigarré, se déplace vers le Nord, refoulant devant lui une masse de terrains jurassiques et crétacés qui s'élève en se déplaçant sur le compartiment enraciné du Coudon. Structure bien différente de celle observée à l'Ouest, où l'écaille jouant le rôle d'un compartiment enraciné heurte les terrains du compartiment nord par faille verticale (planche 5, coupe b).

c. *Le bloc septentrional.*

Au nord de l'écaille, l'Urgonien, divisé en deux bandes par une faille doublant celle de la Farlède, montre un affleurement continu jusqu'à la dépression de la Chaberte, où il entre en contact avec le Trias du pli sinueux. La présence, dans ce dernier secteur, d'un large affleurement d'Aptien, souligne un affaissement de grande amplitude de la partie occidentale de la formation urgonienne.

d. *Lambeau de calcaires blancs en position anormale sur les terrains jurassiques du synclinal de la Brémone.*

Sur le versant sud du Coudon, un lambeau de calcaire blanc se présente dans une position tectonique assez singulière (planche 5, coupe a).

L'interprétation que M. Bertrand en donnait, faisait apparaître ce lambeau comme un affleurement de Portlandien normalement enraciné sous les terrains jurassiques et crétacés constituant l'ensemble du massif (feuille de Toulon au 80 000^e, première édition). Haug ne retint pas

cette interprétation. Pour lui, l'affleurement de calcaires blancs représenterait la retombée sud urgonienne d'un pli monoclin al à noyau jurassique, dans lequel la dolomie jurassique serait recouverte par l'Urgonien, sans interposition de Portlandien ni de Néocomien.

Mes observations dans cette partie du massif du Coudon conduisent à une tout autre interprétation.

Il s'agit bien, comme l'indique M. Bertrand, d'un affleurement de Portlandien. Mais, au lieu de s'enfoncer sous la dolomie du massif, il repose, incliné vers le Sud, sur les formations triasiques, infraliasiques et liasiques de la série chevauchante de Baudouvin, sous laquelle est coincée l'écaille du Coudon. Une bande discontinue de dolomies souligne la base du lambeau portlandien. Les terrains de la série de Baudouvin, à l'exception du Lias, se raccordent sans discontinuité apparente de part et d'autre du lambeau. Il semble donc bien que le calcaire blanc ne s'enracine pas sur place. Primitivement relié au Portlandien du Coudon, il s'en serait détaché au moment de la mise en place de l'écaille; entraîné par son poids, il aurait glissé vers le Sud et serait venu recouvrir les formations plus anciennes du synclinal chevauchant de Baudouvin, dans un secteur déjà fortement affecté par la dénudation.

EN RÉSUMÉ, le Coudon se présente formé de deux blocs de terrains non plissés, coincés entre la zone tabulaire de La Valette et l'anticlinal sinueux de la Chaberte.

Par sa position tectonique et sa structure, ce massif se rattache au soubassement faillé du bassin synclinal du Beausset.

On a déjà vu que le massif du Coudon vient pénétrer en coin sous les terrains triasiques décollés du synclinal de la Brémone. Il se serait déplacé vers la zone plissée de La Valette. Sa structure faillée et écailleuse résulterait ainsi des actions tectoniques qui auraient eu pour origine les fortes poussées exercées par la lourde masse du bassin du Beausset en mouvement vers le Sud.

2. Le mont Combe.

a. *Vue d'ensemble.*

Le mont Combe (altitude : 432,9 mètres) est le point culminant d'un groupe de collines (collines du mont Combe, des Bouisses et de la Vieille Valette) qui se dresse au sud du plateau urgonien des Olivières, entre la plate-forme du hameau de Tourris, à l'Est, et la dépression du barrage du Revest, à l'Ouest.

Cet ensemble a une structure très complexe. Pour en étudier le détail, nous allons l'aborder par la dépression de la Chaberte, à l'Est, où nous avons vu se terminer brusquement contre le Trias les différentes unités de l'édifice tectonique du Coudon.

À notre point de départ, l'Aptien à silex du Coudon (et non le Cénomani en, comme le signale Haug) est en contact par faille avec le Keuper du pli sinueux issu de la région nord de Baudouvin.

À l'ouest du contact anormal, l'affleurement triasique se développe jusque sur les pentes du promontoire de la Vieille Valette, où il disparaît sous une série stratigraphique complète allant du Rhétien au Portlandien.

À l'Est, le Trias, d'abord en contact avec les terrains aptiens et urgoniens de la terminaison occidentale du Coudon, vient, aussitôt la faille de la Farlède passée, s'appuyer sur les formations urgoniennes et néocomiennes du compartiment tabulaire de Tourris, sans être lui-même affecté par l'accident. La continuité du contact anormal de la Chaberte, bien souligné par le Trias qui

heurte indifféremment les terrains de deux unités tectoniques distinctes, le Coudon, au Sud, et la zone de Tourris, au Nord, apparaît encore mieux, lorsqu'on remarque la brusque interruption, contre le Keuper, de la double faille de la Farlède.

L'accident de la Chaberte (F), dont la signification sera donnée plus loin, coupe en oblique l'extrémité du promontoire de la Vieille Valette, où il met en contact successivement le Rhétien, l'Hettangien, le Lias, le Dogger, les dolomies néojurassiques et le Portlandien avec l'Urgonien de Tourris.

Sur le flanc nord de la colline, la faille se bifurque. La première branche (*faille des Bouisses*) s'oriente au Nord, en direction des Olivières, la deuxième (*faille du Château de Tourris*) se développe vers l'Ouest dans la partie médiane du massif. Entre les deux accidents est pincé un lambeau de calcaires marneux appartenant à l'Aptien.

Ainsi, dès notre entrée dans le domaine du mont Combe, nous voyons s'individualiser trois secteurs tectoniques, séparés par des failles (planche 5, coupe *d* et planche 6, blocs *e* et *f*) :

- au Nord, la *zone urgonienne de Tourris et des Olivières*;
- au Sud, le *compartiment de la Vieille Valette et du mont Combe*;
- dans la partie médiane, le *compartiment des Bouisses*.

b. Zone urgonienne de Tourris et des Olivières.

Cette zone fait partie de la terminaison orientale du bassin du Beausset et s'intègre en totalité dans le compartiment de la Farlède contre lequel viennent buter les blocs enracinés et écaillés du Coudon. Son étude n'a normalement pas place dans ce chapitre; j'en examinerai néanmoins la bordure sud afin de mieux comprendre la structure de la région qui va être maintenant examinée.

Quittons le hameau de Tourris et dirigeons-nous au Nord-Ouest en longeant l'Urgonien du Goudron. Après avoir traversé une petite dépression alluviale, nous atteignons les pentes du mamelon coté 380,5 où affleurent, à l'ouest et au sud-ouest du point culminant, les marnes sableuses grises à Lamellibranches du Cénomanién. Celles-ci reposent, par l'intermédiaire d'une couche argilo-sableuse à nodules ferrugineux, sur l'Urgonien corrodé. Nous touchons là le Cénomanién, transgressif et saumâtre, de la région nord-toulonnaise, où gît la bauxite.

La couche cénomaniénne heurte, au Sud-Ouest et à l'Ouest, l'Aptien du Château de Tourris; les deux formations appartenant, l'une — le Cénomanién — à un compartiment d'*Urgonien à bauxite*, l'autre — l'Aptien — à un compartiment d'*Urgonien sans bauxite*, s'affrontent dans une zone broyée qui s'identifie avec le prolongement de la faille des Bouisses.

Au nord du mamelon 380,5, la formation cénomaniénne décrochée se complète par un banc de calcaire récifal à Caprinidés, fortement incliné vers le Sud-Ouest. Au-dessus de ces calcaires, nous trouvons, en continuité stratigraphique parfaite, les grès et sables du Turonien, coiffés, à l'est du sommet 460,4, par les calcaires à Hippurites du Turonien supérieur.

La série supracrétacée, privée, à l'Ouest, de ses calcaires récifaux turoniens, se développe en arc de cercle jusqu'à un décrochement qui affecte à la fois l'Urgonien et le Crétacé supérieur. L'affleurement de bauxite s'interrompt brusquement contre l'accident. Toutes ces formations, le Cénomanién surtout, se dressent vers le Nord-Est, au contact de l'Urgonien. Les marnes sableuses se réduisent considérablement par compression et les calcaires à Caprinidés se disloquent sous une masse de sables et de grès turoniens qui demeure relativement tranquille.

Au-delà du décrochement, l'affleurement supracrétacé ne comprend plus que des sables turoniens; mais, vers l'Ouest, la série se complète par la réapparition, sur l'Urgonien, des marnes sableuses et des calcaires cénomaniéniens en bancs faiblement inclinés au Sud. Nous observons ici une lagune d'origine tectonique qui résulte d'un décollement des terrains supracrétacés à la base du Turonien. Le déplacement vers le Nord des masses décollées atteint son amplitude maxima au voisinage même du décrochement des Bouisses.

La bande supracrétacée, conservant jusqu'aux Olivières une largeur à peu près uniforme (120 mètres environ), se prolonge vers l'Ouest en s'élargissant. Au barrage, elle se raccorde avec

les formations cénomaniennes et turoniennes du Revest. Sur le Cénomaniens représenté par ses deux horizons caractéristiques (saumâtre, à la base, récifal à Caprines et Alvéolines, au sommet), nous voyons apparaître les marnes et calcaires marneux turoniens à *Micraster*. Cette formation, débutant, au sud de la ferme des Olivières, par une mince intercalation comprise entre les calcaires à Caprines et les grès turoniens, s'épaissit considérablement vers l'Ouest, où elle occupe, sur la rive même du lac du Revest, toute la largeur de l'affleurement turonien.

Sous le Cénomaniens des Olivières, la bauxite forme un gîte discontinu de forme lenticulaire. Le minerai qui affleure normalement sur un front de 220 mètres environ, sous le Cénomaniens discordant et transgressif de la ferme des Olivières, disparaît vers l'Ouest pour faire sa réapparition plus loin dans une série de poches jalonnant un accident longitudinal au contact de l'Urgonien (planche 5, coupe e).

Les affleurements des terrains supracrétacés sont interrompus, au sud et à l'ouest de la ferme des Olivières, par des failles de décrochement qui affectent, comme au nord-ouest de Tourris, l'ensemble des formations crétacées, depuis l'Urgonien jusqu'au Turonien gréseux, sans se prolonger au Sud dans l'Aptien des Bouisses. L'accident le plus occidental, décrochant les terrains supracrétacés, prend la forme d'une faille de tassement au sud de laquelle s'affaisse l'Urgonien du barrage.

c. *Compartiment de la Vieille Valette et du mont Combe.*

Revenons à notre point de départ de la Chaberte et gravissons les pentes qui conduisent directement au sommet de la Vieille Valette. Après avoir quitté le Trias, nous traversons le Rhétien, puis l'Hettangien et le Lias faiblement inclinés à l'Ouest.

Le Dogger marneux succède normalement au Lias. Réduit par laminage au contact de la faille de la Chaberte, il s'étale largement à l'Ouest jusqu'à la faille de la Ripelle. La formation, peu tourmentée dans l'ensemble, s'oppose par sa plasticité à une accentuation des plis qui affectent profondément les terrains sur lesquels elle repose.

Le Bathonien supérieur calcaire, les dolomies suprajurassiques et les calcaires blancs portlandiens conduisent au sommet de la Vieille Valette. Sur la dalle portlandienne inclinée au Nord-Ouest reposent le Néocomien, plus ou moins laminé, puis l'Urgonien massif.

Tous ces terrains en pente vers l'axe médian est-ouest du promontoire dessinent un synclinal perché présentant sa terminaison périssynclinale à l'Est.

Ce synclinal se prolonge à l'Ouest jusqu'à la Bastide de Tourevelles.

Son *flanc septentrional*, en grande partie supprimé par la faille du Château de Tourris, n'est plus représenté à l'Ouest que par une remontée des calcaires urgoniens contre l'Aptien des Bouisses.

Son *flanc méridional* est bien développé. Il comprend les formations jurassiques et crétacées qui affleurent à l'ouest de l'accident de la Ripelle. La succession des terrains, normale sur le versant est de la Vieille Valette, présente, à l'Ouest, des anomalies caractérisées par la suppression de certains horizons stratigraphiques sur des surfaces de contact anormal presque horizontales (planche 5, coupe d). Les lacunes tectoniques, affectant essentiellement le Néocomien, le Portlandien et le Bathonien calcaire, s'accroissent de l'Est vers l'Ouest.

Dans le promontoire de la Vieille Valette, ce phénomène débute par un étirement des couches néocomiennes qui aboutit à l'élimination totale de celles-ci.

Plus loin, le Portlandien disparaît complètement, puis l'Urgonien. Près de Tourevelles, à l'ouest du mont Combe, un lambeau d'Urgonien réapparaît dans le contact anormal qui se redresse ici pour devenir presque vertical.

À un étage inférieur, entre les dolomies suprajurassiques et les calcaires marneux du Dogger, le même phénomène s'observe au niveau du Bathonien calcaire. La formation, se réduisant par la disparition de ses assises supérieures, ne donne plus, sous le mont Combe, qu'un mince affleurement fusiforme.

Ces suppressions de couches revêtent des aspects qui ne permettent pas d'invoquer uniquement un phénomène d'étirement.

Il y a étirement et laminage du Néocomien. Mais la réduction de puissance des calcaires portlandiens et bathoniens s'accompagne toujours d'une discordance angulaire d'origine tectonique qui ne peut s'expliquer que par le *cisaillement* des terrains rigides, à la suite d'un *plissement dysharmonique* des terrains situés au-dessous des surfaces de contact anormal. Les horizons calcaires et marneux au niveau desquels se sont produits les mouvements de translation ont, par leur faible puissance, plutôt que par leurs propriétés mécaniques, joué le rôle de joints d'hétérogénéité.

Les biseaux des couches étirées ou cisailées étant orientés vers le Sud, c'est dans cette direction qu'ont été mises en mouvement les masses de terrains urgoniens et dolomitiques qui ont usé mécaniquement les couches dont on constate la disparition plus ou moins totale.

Mais, bien que les lacunes tectoniques soient parfois très importantes, le déplacement relatif des différents horizons reste de faible amplitude.

Une telle évolution tectonique faisant apparaître des plissements dysharmoniques, avec étirement et cisaillement des terrains sur les joints d'hétérogénéité, résulte d'un intense serrage du compartiment du mont Combe. La translation, vers le Sud, des bancs massifs dolomitiques et calcaires a, sans doute, été favorisée par la dénudation du territoire situé entre le Faron et le mont Combe.

d. *Compartiment des Bouisses.*

La faille des Bouisses et celle du Château de Tourris enserrent une bande d'Aptien qui se prolonge vers l'Ouest jusqu'au barrage du Revest.

Cette unité tectonique qui prend la forme, à Est, d'une écaille poussée du Sud vers le Nord, sur les terrains supracrétacés des Olivières, est presque entièrement constituée par les marnes et marno-calcaires à silex du Bédoulien.

L'Aptien inférieur récifal affleure grâce aux plissements qui affectent la bande écailleuse. Il donne, au Nord, des affleurements elliptiques occupant le noyau d'un anticlinal décollé poussé sur le Turonien des Olivières. Au Sud, le rebroussement des calcaires marneux aptiens contre la faille du Château de Tourris, le fait réapparaître au contact de l'Urgonien du compartiment du mont Combe.

Les marnes albiennes découvertes au fond d'un puits, lors des travaux de construction du barrage du Revest, gisent au contact de l'Aptien du compartiment des Bouisses et du Turonien marneux du synclinal des Olivières. Leur position tectonique souligne la forme anticlinale de l'écaille aptienne qui, en ce point, traverse le ravin de Dardennes à l'emplacement de l'ouvrage de retenue du lac artificiel.

EN RÉSUMÉ, le massif du mont Combe, relié topographiquement au Coudon, se sépare de ce dernier massif par sa structure.

Formé d'une bande écailleuse qui chevauche le synclinal supracrétacé des Olivières, et d'une aire synclinale affectée par des plissements dysharmoniques, *il représente la zone d'ennoyage des plis (Chaberte et Brémone) qui naissent sur le versant sud du Coudon.*

Au nord de la zone plissée des dépressions de Dardennes et de La Valette, cette unité se détache entre deux surfaces de contact anormal (faille des Bouisses (F), au Nord; de la Ripelle (F'), au Sud). À l'ouest de la colline de Coste-Belle, elle disparaît à la rencontre des deux accidents.

3. Les collines du Revest, de Coste-Belle, du Puits Charlois et du Caumes-Ouest.

a. Collines du Revest et de Coste-Belle.

Dans la colline du Revest, à l'ouest du barrage, l'Aptien calcaréo-marneux, emballant un noyau de Bédoulien récifal, dessine un anticlinal pincé entre le Jurassique renversé du Colombier et le Crétacé supérieur de l'aire synclinale du mont Caumes. Ce pli se déverse au Nord sur le Turonien marneux du soubassement du mont Caumes (planche 5, coupe *f*); un lambeau de calcaire à silex cénomanien, détaché du flanc septentrional, s'intercale sur la ligne de contact anormal F à la limite des formations infra et supracrétacées.

L'anticlinal du Revest, qui prolonge à l'Ouest celui des Bouisses, se continue dans la colline de Coste-Belle où il se termine en biseau entre les deux surfaces de discontinuité, F et F', qui le limitent au Nord et au Sud.

Ainsi, les collines de Coste-Belle, du Revest et des Bouisses, comprises entre deux accidents qui se rejoignent vers l'Est sous le promontoire de la Vieille Valette, et, vers l'Ouest, dans le thalweg des Sablières, constituent *un seul compartiment tectonique ayant la forme d'une écaille poussée vers le Nord sur le Crétacé supérieur des Olivières et du Revest.*

b. Collines du Puits Charlois et du mont Caumes-Ouest (Pl. 5, coupe *h*³ et pl. photo IV).

À l'ouest du vallon des Sablières, la structure de la bordure sud du bassin du Beausset présente un aspect que nous ne retrouvons pas dans les unités précédemment décrites.

En effet, tandis qu'à l'Est, l'aire synclinale du Revest et des Olivières se trouve chevauchée par une écaille infracrétacée à structure anticlinale, à l'Ouest, l'aire synclinale du mont Caumes, prolongeant celle du Revest, est recouverte, soit par le flanc sud renversé du pli synclinal des Sablières de Mal-Vallon (collines du Puits Charlois), soit par le flanc nord renversé du pli du col de Garde (collines du mont Caumes-Ouest). L'écaille aptienne qui se termine à l'ouest de Coste-Belle, à la rencontre des failles du Revest (F) et du Colombier (F'), n'a plus d'équivalent dans le secteur qui va être maintenant étudié. Seuls s'affrontent ici les deux flancs renversés de deux unités, synclinale et anticlinale, voisines. *Le passage insensible de l'un à l'autre de ces flancs montre que le mouvement de translation des terrains en recouvrement est de faible amplitude, bien que les surfaces des contacts anormaux tendent, dans la partie supérieure des édifices tectoniques, vers une horizontalité presque parfaite.*

Pour bien situer cette structure dans le dispositif tectonique local, suivons la faille (F') et analysons les secteurs géologiques qu'elle sépare.

Une première coupe (planche 5, coupe *g*) montre, au Nord, une série crétacée constituée par des calcaires marneux à silex (Aptien), des calcaires gris à silex et à minces intercalations marneuses (Cénomaniens), des sables et grès (Turonien inférieur) et enfin des calcaires récifaux (Turonien supérieur). Ces terrains dessinent un synclinal très aigu (*synclinal des Sablières*), à flanc sud redressé et même renversé. Les calcaires turoniens, pincés dans les sables et grès, occupent l'axe du pli. Le Cénomaniens disparaît à l'Est par laminage, tandis que l'Aptien, se prolongeant plus loin, se termine en biseau, dans la faille du Revest, au nord de Coste-Belle.

Au sud de la faille F', les dolomies suprajurassiques renversées, accompagnées du Bathonien calcaire, du Dogger marneux et du Lias du pti du Colombier, s'appuient, par l'intermédiaire de l'accident, sur l'Aptien redressé du synclinal des Sablières.

Après avoir franchi, vers l'Ouest, le ruisseau de Mal-Vallon, nous entrons dans un domaine extrêmement tourmenté où peut être décrit un pli complexe : le *pli de Mal-Vallon*.

Cet accident, prolongeant le pli anticlinal du Colombier, fait tectoniquement partie de l'ensemble structural décrit sous le titre « Zone des dépressions ». J'en reporte l'étude dans ce chapitre afin de mieux comprendre la position tectonique des terrains renversés du promontoire du Puits Charlois.

Sur les pentes couvertes de garrigues qui conduisent du fond de Mal-Vallon au sommet de la colline du Puits Charlois (planche 5, coupes *h*), la structure du secteur nous est révélée par trois coupes prises, l'une dans le fond du ravin (coupe *h*¹), l'autre à mi-côte, 200 mètres à l'ouest de la première (coupe *h*²), la troisième enfin au sommet (coupe *h*³).

Dans ces trois coupes, le repli synclinal qui affecte les terrains crétacés de la bordure méridionale du mont Caumes conserve la même allure. Dans l'axe d'un synclinal très aigu, constitué d'Aptien, de Cénomaniens et de Turonien sableux, affleure une bande discontinue de calcaire turonien qui se rattache sous le Puits Charlois (coupe *h*³) à la barre récifale turonienne du soubassement du mont Caumes. Sous la poussée des terrains du pli de Mal-Vallon, le flanc sud du synclinal des Sablières se déverse progressivement, puis se couche en accusant, à certains niveaux, des mouvements de torsion et des étirements de couches (étirement de l'Aptien, par exemple, sous l'Urgonien du sommet de la colline). La faille F' s'infléchissant vers l'Ouest se prolonge à la limite de l'Urgonien et du Portlandien.

Au sud de cet accident, la distribution des terrains jurassiques et crétacés de l'anticlinal de Mal-Vallon varie considérablement d'une coupe à l'autre.

En « *h*¹ » se succèdent, du Nord au Sud, les calcaires portlandiens et les dolomies jurassiques intimement liés, les calcaires marneux du Dogger qui chevauchent les dolomies et calcaires jurassiques (planche photo V), puis les calcaires roux du Lias. Ces formations sont, soit redressées, soit légèrement déversées vers le Nord sur le Crétacé du synclinal des Sablières. Plus au Sud réapparaissent les calcaires marneux du Dogger et les calcaires du Bathonien d'une série normale allant jusqu'aux dolomies du Jurassique supérieur. Entre le Lias de la série renversée, souvent réduit à l'état de mylonite, et le Dogger de la série normale s'intercalent les marnes et argiles bariolées gypsifères du Keuper.

Ainsi, au sud de la faille F', les terrains jurassiques dessinent un anticlinal à charnière resserrée dans laquelle gicle le Trias supérieur. La série normale du pli (flanc sud) est relativement tranquille; la série renversée au contraire, comprimée contre le flanc sud redressé du synclinal des Sablières, présente des lacunes tectoniques traduisant de vigoureux phénomènes d'étirement et des dislocations de couches par écaillage.

La surface de chevauchement que l'on trouve à la base du Dogger se prolonge dans les dolomies supra-jurassiques et les calcaires portlandiens. Ceux-ci accompagnés au Sud par les dolomies, le Bathonien supérieur calcaire, qui fait ici sa réapparition, le Dogger marneux et le Lias constituent une écaille qui chevauche le Jurassique supérieur de la carrière. Poussé vers le Nord, ce lambeau comprime l'Aptien redressé du synclinal des Sablières, le déformant localement. Le flanc sud du pli, conservant une allure tranquille, chevauche la masse écailleuse de la série renversée, sans interposition de Trias. Ce sont ces détails de structure que traduit la coupe *h*³.

Progressant vers le Nord sur l'écaille qui vient d'être décrite et dont les formations jurassiques s'étirent et disparaissent, le Jurassique moyen du flanc sud pousse devant lui une masse plissée de calcaires portlandiens et de dolomies, seul vestige de la série renversée du pli de Mal-Vallon (coupe *h*³). L'Urgonien, qui complète ici la série crétacée du flanc sud du synclinal des Sablières, se décolle légèrement sur l'Aptien, provoquant, dans les terrains marneux sur lesquels il se déplace, des phénomènes d'étirement allant jusqu'à la disparition de la formation. Le Trias qui ne s'était manifesté dans le plan axial du pli que par quelques traînées de Keuper, est représenté ici par les calcaires du Muschelkalk emballés dans une masse de cargneules triasiques et de dolomies hettangiennes. Ces terrains, enveloppés de Dogger marneux, forment une masse qui chevauche le Jurassique du pli de Mal-Vallon.

L'accident de Mal-Vallon est donc *un anticlinal à noyau étranglé*, dans l'axe duquel surgissent les calcaires du Muschelkalk. Ce dispositif, représenté dans la planche 5, coupes *h*, par la projection des coupes relevées sur le versant sud-est du promontoire du Puits Charlois, illustre bien le *déplacement extrusif* du Trias dans la charnière d'un pli fortement comprimé à sa base. Dans la zone d'enracinement (Mal-Vallon), les lames écailleuses et les failles qui les séparent, occupent une position verticale ou subverticale. *Le passage rapide à des contacts anormaux subhorizontaux dans la partie supérieure de l'anticlinal, montre que l'ultime phase de plissement a été précédée d'une importante dénudation des rides embryonnaires des plis nord-toulonnais.*

La faille F' qui limite au Sud l'aire synclinale du mont Caumes, se prolonge à l'Ouest entre l'Urgonien et le Portlandien des collines du Puits Charlois, puis entre l'Aptien et le Portlandien du vallon de Pardiguières.

Le flanc nord du pli du Mal-Vallon, réduit d'abord à une seule bande de calcaire portlandien et de dolomies, se développe à l'ouest du vallon de Pardiguières pour donner l'écaïlle du Caumes-Ouest. Celle-ci, constituée par des terrains jurassiques et crétacés qui se détachent du flanc septen-

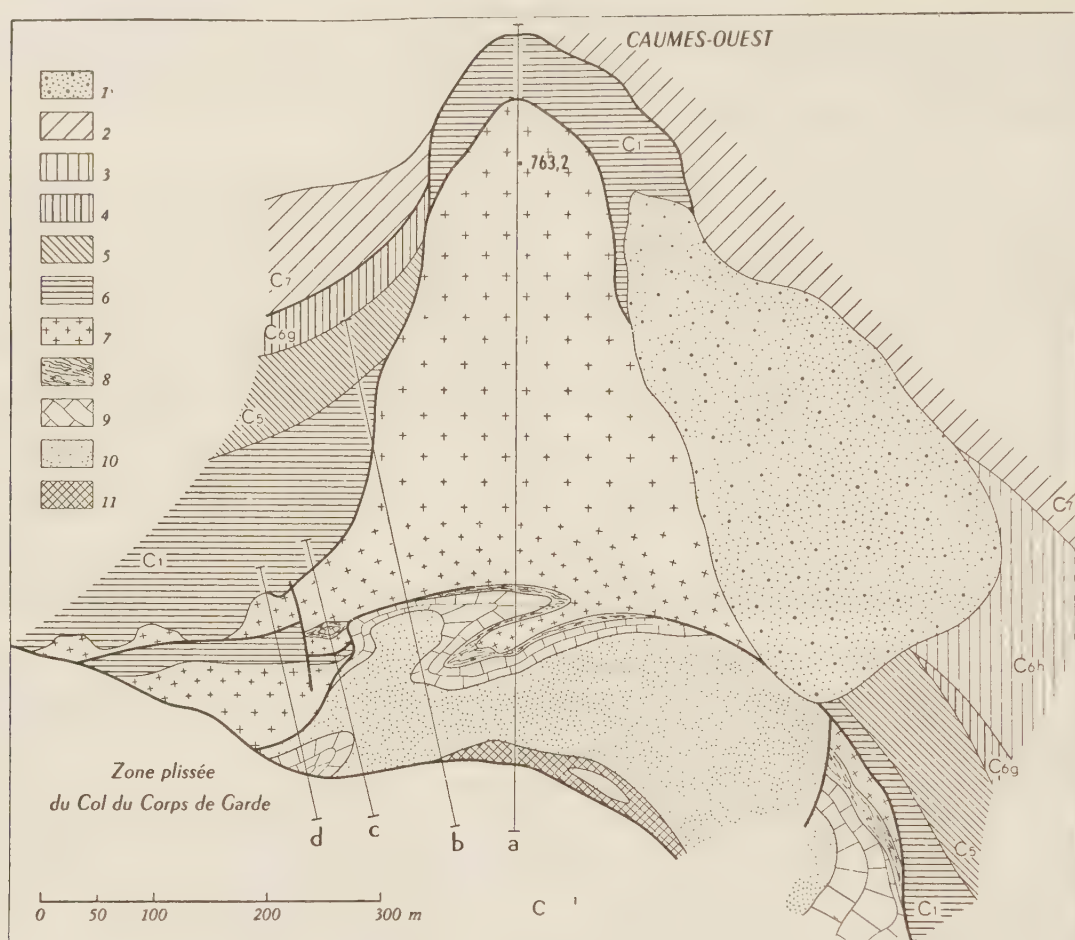


FIG. 59. — L'écaïlle du Caumes-Ouest

1. Éboulis. — 2. Grès et calcaires spathiques sénoniens. — 3. Turonien calcaire. — 4. Turonien gréseux — 5. Cénomaniens. — 6. Aptien. — 7. Urgonien. — 8. Néocomien. — 9. Portlandien. — 10. Dolomies suprajurassiques. — 11. Bathonien calcaire.

trional du pli des Pomets, chevauche le synclinal du mont Caumes (fig. 59 et 60). À l'ouest de la dalle urgoniennne chevauchante, le pincement de l'écaïlle entre les deux surfaces de contact anormal (F' et F'') qui la limitent au Nord et au Sud s'accompagne d'un intense froissement de couches (fig. 60 d).

EN RÉSUMÉ, dans les collines de Coste-Belle, du Puits Charlois et du Caumes-Ouest, on observe, après la disparition de la masse plissée du mont Combe, le renversement, sur le synclinal du mont Caumes, d'une même série de terrains jurassiques et crétacés appartenant, soit au flanc synclinal renversé du mont Caumes (Puits Charlois), soit au flanc anticlinal, également renversé, du Pont des Pomets (Caumes-Ouest). On passe d'un pli à l'autre par une surface de contact anormal qui cisaille en oblique la série, jusqu'au Portlandien (versant sud-est du vallon de Pardiguières). Les terrains du Caumes-Ouest, formant une vaste écaïlle, se détachent ainsi de ceux du Puits Charlois.

Poussés vers le Nord, ils s'avancent sur l'Aptien, le Cénomanién, le Turonien et le Sénonien jusqu'à la dalle récifale santonienne du sommet du massif, qui se plisse et s'écaille (planche 3, coupe c). Au contact du pli chevauchant du Pont des Pomets, l'écaille, soulevée sur son bord sud, réagit en se froissant.

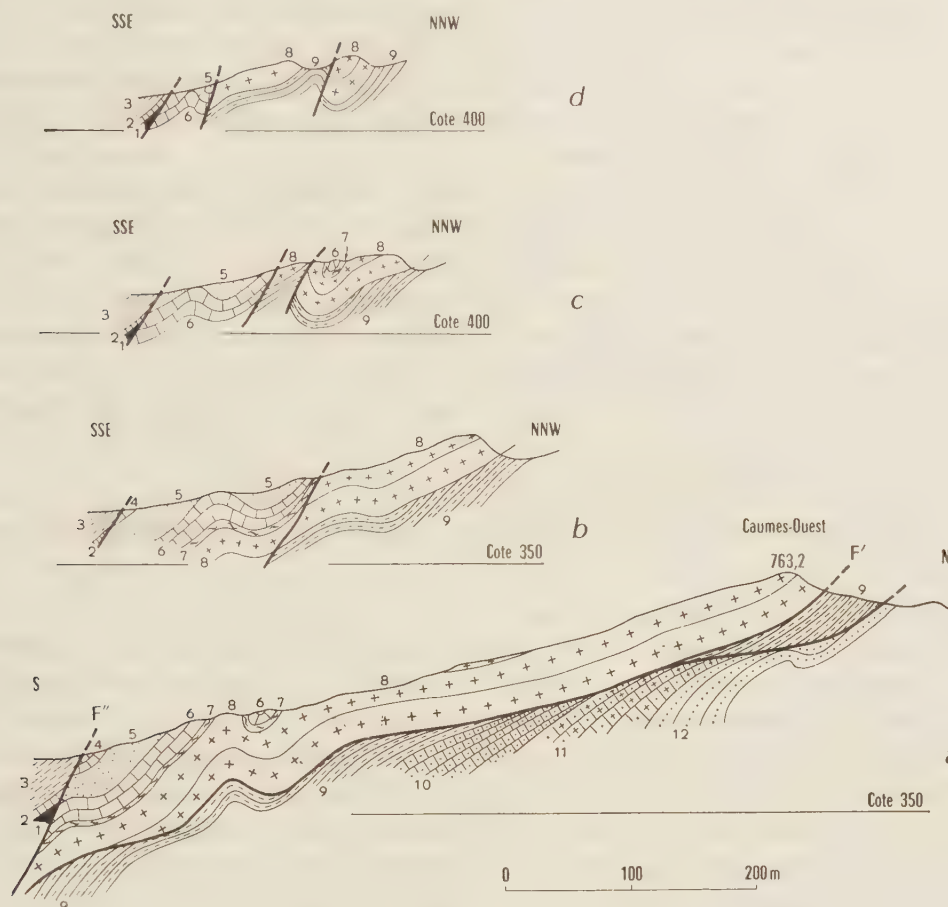


FIG. 60. — L'écaille du Caumes-Ouest : coupes en série

1. Keuper. — 2. Rhétien. — 3. Hettangien. — 4. Bathonien supérieur calcaire. — 5. Dolomies suprajurassiques. — 6. Portlandien. — 7. Néocomien. — 8. Urgonien. — 9. Aptien. — 10. Cénomanién. — 11. Turonien récifal. — 12. Grès et calcaires spathiques du Sénonien.

L'étalement sur un plan subhorizontal des séries renversées ou chevauchantes, issues du flanc sud du synclinal du mont Caumes, fait ressortir la profonde dénudation des plis qui s'ébauchaient au Sud, dans la zone des dépressions.

E. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DE LA ZONE DES CHAÎNONS ET MASSIFS NORD-TOULONNAIS

Entre la zone triasique de Toulon et la bordure méridionale supracrétacée du bassin du Beausset, les terrains jurassiques et infracrétacés se plissent dans un système tectonique représenté par la *Zone des chaînons et massifs nord-toulonnais*, auquel paraît se rattacher le Faron.

La structure de cette zone se complique considérablement de l'Ouest vers l'Est. L'accident observé à l'Ouest (*anticlinal du Gros Cerveau*) se prolonge à l'Est, dans le massif du Croupatier. Mais sur le flanc septentrional de ce pli (pli unique à l'ouest de l'ouvrage du Gros Cerveau) appa-

raissent, au sein de l'Aptien qui s'étale, de nouveaux plissements doublant le premier au Nord. Ainsi, à l'est de la dépression de la Reppe, les bancs supracrétacés de la bordure méridionale du bassin du Beausset s'éloignent d'une unité plissée à laquelle ils s'intègrent normalement à l'Ouest.

Les accidents qui affectent le flanc sud du synclinal de Beausset, s'accroissent à l'Est. Les terrains triasiques surgissent alors dans le noyau d'un pli éjectif (Broussan) qui se renverse, au Nord, sur les terrains crétacés renversés de l'aire synclinale du mont Caumes.

L'anticlinal du Broussan se raccorde à l'Est, à un système de plis imbriqués et échelonnés qui se déversent tous — au moins sur une partie de leur trajet — sur le flanc renversé ou écaillé de l'extrémité orientale du bassin du Beausset.

Tous ces accidents, se développant d'une manière continue jusqu'au Coudon et à la dépression de La Valette, viennent interrompre brusquement le pli du Gros Cerveau — Croupatier. Cette terminaison, vers l'Est, de l'unité anticlinale la plus méridionale des collines nord-toulonnaises correspond à une surélévation du pli contre des accidents transversaux (zone des dépressions) qui ouvrent une large brèche dans le bord méridional du bassin du Beausset. L'un des côtés de l'échancrure est constitué par la faille du Nest et du cap Cros, à l'est du Croupatier; l'autre par le décrochement de la Chaberte, à l'ouest du Coudon. Dans ce dispositif, la dalle de calcaires urgoniens et aptiens du mont Combe apparaît comme un lambeau détaché du Coudon et décalé vers le Nord au cours de l'évolution du pli chevauchant de la Chaberte et des Bouisses.

De l'ensemble décrit sous le nom de *Zone des chaînons et massifs nord-toulonnais*, on doit exclure le massif du Faron.

En effet, un anticlinal à noyau triasique (anticlinal des Moulières et de l'ancien Fort des Pomets), se raccordant au Sud-Ouest et à l'Ouest à la zone du Trias chevauchant d'Ollioules, de Lançon et du Télégraphe, sépare les deux massifs du Faron et du Coudon. Les terrains jurassiques du versant nord du Faron appartiennent au flanc méridional de ce pli : ils s'assimilent donc à ceux du flanc nord du synclinal de Bandol. Le substratum du compartiment urgonien du Faron, solidaire, par ses assises inférieures, du Paléozoïque des dômes permien de la région toulonnaise, occupe de son côté une position tectonique analogue à celle du flanc sud du synclinal de Bandol.

Les deux compartiments du Faron appartiennent donc à une unité synclinale qui, en bordure des massifs hercyniens, a même signification que le bassin de Bandol (fig. 74). Ainsi que le pensait M. Bertrand, la masse imposante du massif, épargnée par l'érosion, a certainement modifié l'évolution tectonique des secteurs situés aux environs même de Toulon.

Les plis de la Zone des chaînons et massifs nord-toulonnais, surélevés vers l'Est, s'ennoient à l'Ouest, dans les secteurs du Beausset et du Télégraphe, affectés par des phénomènes de recouvrement. La puissante masse des terrains triasiques en superposition anormale sur le Crétacé, a certainement influencé le déroulement des phénomènes orogéniques dans la région nord-toulonnaise. Les terrains en recouvrement, constituant une surcharge, ont fait naître, en effet, au sein de la couverture, des « *contraintes* » qui se sont opposées à une évolution normale des plis. On est ainsi amené à admettre que *les principales phases de l'orogénie toulonnaise sont postérieures au chevauchement*.

Des détails de structure relevés dans cette zone montrent en outre que les poussées ayant engendré les plis toulonnais étaient orientées Nord-Sud.

Cette action est déjà apparue dans la forme du chevauchement du Trias au sud du massif du Coudon, ainsi que dans les déformations dysharmoniques des couches du soubassement du mont Combe. Je reviendrai plus loin sur la signification de ces accidents.

Le Croupatier et le chaînon du Gros Cerveau révèlent par ailleurs d'autres formes d'accidents bien significatifs à cet égard.

Dans le Croupatier, la disparition presque totale du flanc méridional et l'apparition d'un pli en retour dans les terrains jurassiques du versant sud du massif ont déjà conduit Haug à admettre

que l'ébauche anticlinale du Croupatier, peu après sa formation, avait été partiellement démantelée par l'érosion.

La structure du massif confirme de plus en plus cette hypothèse. En effet, l'apparente tranquillité du synclinal de la Cardeille, contrastant avec la grande complication des accidents relevés sur le flanc nord de l'anticlinal du Croupatier, montre que les forces de compression n'ont cessé de s'exercer sur une aire plissée déjà profondément atteinte par la dénudation.

Les terrains jurassiques et crétacés du flanc nord de l'aire anticlinale, comprimés entre les compartiments du Broussan—col de Garde et le noyau du pli, se sont soulevés en un seul bloc. Les plis secondaires à noyau portlandien, se déversant au Sud, ont été chevauchés par la masse jurassique anticlinale de la partie supérieure du soubassement. La dalle calcaire urgonienne et portlandienne, rigide et homogène, s'est plissée dans sa partie médiane, puis s'est décollée vers le Sud.

Ainsi, le massif du Croupatier, dont l'ébauche revêtait la forme d'un *anticlinorium*, a poursuivi son évolution en se soulevant seulement au Nord. Le déversement, vers le Sud, des synclinaux secondaires et la translation dans la même direction des bancs de Portlandien et d'Urgonien impliquent un sens de poussée orienté Nord-Sud.

Le dispositif du chaînon du Gros Cerveau révèle des actions tectoniques complexes reproduisant avec plus de détails celles qui ont commandé l'édification du Croupatier.

Ici encore, la disparition presque totale du flanc méridional du pli ainsi que la forme générale des accidents affectant le flanc nord (écaillage aux multiples formes n'ayant pu se développer que par poussée au vide) conduisent à admettre le démantèlement du pli du Gros Cerveau lorsqu'il n'était encore qu'à l'état d'ébauche. Cette ébauche a évolué plus tard pour donner le pli triasique de Sainte-Ternide et de Lançon.

Sous l'action des forces de compression latérale, la charnière du pli éclate dans son axe et, sur le plan de faille qui vient de se former, le Trias chemine en poussant devant lui les assises du flanc septentrional qui se renversent à son contact et se détachent même en lames écailleuses.

La poussée continuant à s'exercer, le Trias poursuit sa progression vers le Nord, pendant que se plissent sous lui les couches comprimées du flanc nord de l'ondulation primitive. *C'est le pli du Gros Cerveau qui s'ébauche, séparé de l'anticlinal méridional à noyau triasique par un repli synclinal.*

À l'exception du compartiment d'Hugueneuve — où la dalle urgonienne qui se soulève en bloc bute au Nord contre les rides anticlinales de la Carangue et d'Évenos —, le chaînon présente partout, à ce stade d'évolution, la même structure. Le Trias toutefois, s'étendant sur un plus grand territoire à l'Ouest qu'à l'Est, recouvre l'extrémité occidentale de l'ébauche du pli du Gros Cerveau d'une masse puissante de matériaux de recouvrement.

Sous cette épaisseur irrégulière de terrains triasiques, *le pli du Gros Cerveau évolue désormais par retouches successives dont la forme dépend surtout des forces qui s'opposent aux déformations des terrains comprimés.*

Les forces de compression latérale font naître, dans les terrains en voie de plissement, une rigidité d'ensemble qui favorise une fragmentation du chaînon par des failles perpendiculaires à l'axe du pli, et un écaillage, vers le Sud, des couches plissées.

Les failles sont des décrochements d'un type particulier faisant apparaître le jeu en « *touches de piano* » des compartiments plissés. Ces touches admettent toutes un axe fixe placé sur le plan axial du pli primitif. Leur soulèvement au Nord s'accompagne d'un plissement de plus en plus intense de leurs couches, avec écaillage des deux flancs vers l'axe du pli; dès lors, il révèle l'action de puissantes forces de compression tangentielle. Étant donné le comportement des unités tectoniques situées au Sud, on doit admettre que les poussées ayant donné naissance à ces accidents étaient orientées Nord-Sud.

Sous l'action de ces poussées, chaque compartiment, isolé entre les accidents qui le limitent à l'Est et à l'Ouest, subit des déformations indépendantes de celles des secteurs voisins. Ces déformations, n'atteignant que les roches sous-jacentes au Turonien, montrent que l'ébauche du pli était déjà profondément érodée au moment de la mise en place des compartiments faillés du chaînon du Gros Cerveau.

Malgré un allègement quasi uniforme de la couverture, des différences importantes sont observées dans l'évolution tectonique de chaque compartiment. Ces modalités tectoniques au sein du chaînon du Gros Cerveau sont dues à la présence, au-dessus des terrains de bordure du bassin du Beausset, d'une masse de recouvrement de puissance irrégulière.

L'évolution de cette unité tectonique est caractérisée par les faits suivants :

À l'Est (tronçon d'Hugueneuve), où la couverture triasique est inexistante, l'Urgonien s'élève dans la topographie, en s'écaillant sur un plan horizontal.

À l'Ouest (tronçon de la Clavelle), sous une masse puissante de Trias qu'elles n'arrivent pas à traverser, les couches crétacées de l'ébauche du pli du Gros Cerveau se froissent, en donnant un anticlinal à double charnière qui s'ennoie sous deux écailles détachées, l'une du flanc nord, l'autre du flanc sud du pli.

Les trois tronçons médians étaient primitivement recouverts par la nappe triasique. Mais l'exhaussement du pli, à l'Est, a provoqué dans la masse en recouvrement une déchirure qui s'est développée de l'Est vers l'Ouest, au fur et à mesure que le chaînon s'édifiait. Puis, le lambeau, détaché de sa racine s'est déplacé vers le Nord, pendant que le chaînon libéré de sa surcharge achevait son évolution propre.

*
* * *

IV. — LE BASSIN DU BEAUSSET ET LES RECOUVREMENTS DU TÉLÉGRAPHE, DE FONTANIEU, DU VIEUX-BEAUSSET ET DU CASTELLET

A. VUE D'ENSEMBLE

1. Description et localisation des unités tectoniques.

Entre les deux domaines plissés de la Sainte-Baume, au Nord, et des collines de Toulon, au Sud, s'ouvre une large dépression synclinale — le *bassin du Beausset* — comblée par des sédiments du Crétacé supérieur.

Au Sud, la cuvette est bordée par un alignement de chaînons et massifs, dont la continuité est seulement interrompue par les cluses du Grand Vallat (Bandol) et de la Reppe (Ollioules).

Au Nord, le bassin s'élève en pentes douces jusqu'à une marche supérieure conduisant au plateau du Camp et de la Croix de Malte.

À l'Ouest, les deux bordures nord et sud se rejoignent dans le massif du mont Caumes. Le substratum crétacé et jurassique, qui apparaît alors à la faveur d'une surélévation d'axe du synclinal, donne une série de corniches étagées conduisant de marche en marche jusqu'à la vallée du Gapeau.

L'un des traits caractéristiques de cette région est l'existence d'une surface d'érosion continentale (surface du Camp) nivelée vers la cote 400. Cette surface se continue, au Nord, dans le massif de Carpiagne et, à l'Est, jusqu'au bas des reliefs du Jas de Laure et du Grand Cap. Son

prolongement vers le Sud, par-dessus le bassin du Beausset, n'a laissé aucun vestige. Il existe néanmoins, à l'est d'Évenos, une surface d'érosion, avec dépôts torrentiels d'âge oligocène, sur laquelle a coulé le basalte du Rocher de l'Aigle et du Destrier. Mais cette surface, située à la cote 350 à Évenos, et 500 au Rocher de l'Aigle, présente une inclinaison qui la fait passer, au Nord, 100 à 150 mètres au-dessus du plateau du Camp.

La surface du Camp se rattache donc à une phase d'érosion continentale plus récente que celle qui a nivelé le relief d'Évenos. La seconde datant de l'Oligocène, on peut ramener la première au Miocène, avec reprise au Pliocène. Mais la surface du Camp, faiblement inclinée vers l'Ouest, passe, en outre, si on la prolonge au Sud, bien au-dessus de celle de Bandol, qui est aquitanienne.

La rencontre, au-dessus des collines du Gros Cerveau et du Croupatier, des deux surfaces d'abrasion souligne un mouvement de bascule d'âge post-oligocène, avec affaissement du compartiment sud (zone littorale de Bandol-Ollioules) ⁽¹⁾.

L'étude stratigraphique présentée au chapitre III de ce mémoire fait apparaître, dans le bassin du Beausset, deux séries sédimentaires étagées se distinguant par leurs caractères océanographiques et leur tectonique.

Du début du Jurassique au milieu de l'Aptien, la sédimentation s'effectue sur un plateau continental faiblement incliné au Nord. Les dépôts assez uniformes jusqu'à la fin du Jurassique sont influencés, au Crétacé inférieur, par des oscillations de faible amplitude faisant alterner les formations récifales avec les sédiments vaseux. Ces terrains, affleurant sur le pourtour du bassin du Beausset, s'élèvent vers l'Est, où ils donnent les reliefs en corniche du secteur du Grand-Camp et de la rive droite du Gapeau. L'ensemble est peu plissé; mais on relève de nombreuses failles verticales qui se perdent vers le haut, dans les sédiments vaseux et sableux du Turonien.

À partir de l'Aptien moyen, l'aire marine couvrant le bassin du Beausset subit des oscillations fréquentes et de grande amplitude. Au soulèvement constaté à l'Aptien, dans l'axe est-ouest du bassin du Beausset, succède, au Cénomaniens puis au Turonien, un affaissement qui se poursuit jusqu'à la fin du Santonien. Pendant cette période évolue, au Sud, la ride anticlinale dans laquelle s'ébauchent les reliefs nord-toulonnais. Les phases d'exaltation de ces derniers plissements provoquent de fréquentes variations de rivages sur la bordure méridionale du golfe crétacé qui s'approfondit sans cesse, avec une amplitude plus grande à l'Ouest qu'à l'Est.

Ainsi, le bassin du Beausset, dont la forme synclinale se dessine dès le début du Crétacé supérieur, fonctionne comme un véritable bassin de subsidence. Mais la tendance à l'émersion de sa zone axiale, déjà observée à l'Aptien, continue à se manifester à l'Est (Revest), après une courte interruption au Turonien inférieur. L'exhaussement du fond gagne enfin la partie occidentale du bassin d'où la mer est chassée au début du Campanien.

Les terrains supracrétacés, soumis d'une manière continue aux actions tectoniques qui préludent à la formation des plis toulonnais, se déforment sans rupture. Dans leur masse souple, déformable, s'atténuent la plupart des accidents verticaux qui affectent le socle jurassique et crétacé.

Le bassin du Beausset apparaît donc formé de deux édifices sédimentaires superposés ayant chacun des caractères tectoniques propres :

- le *soubassement* jurassique et infracrétacé;
- le *revêtement* supracrétacé.

Le *soubassement*, peu ou pas plissé, se divise en compartiments délimités par des failles verticales.

Le *revêtement* est plissé, sans rupture. Les terrains qui le constituent, plongeant de toutes parts vers le centre de la cuvette, affleurent sur le pourtour en zones concentriques, fermées, à l'Est, autour du mont Caumes. L'interruption des auréoles supracrétacées dans les secteurs du mont Combe et du Télégraphe est due à des phénomènes de chevauchement dont la bordure méridionale a été le siège.

⁽¹⁾ Je confirme ainsi l'hypothèse déjà émise par É. Haug sur les mouvements post-oligocènes de la région toulonnaise.

Les deux unités définies ci-dessus participent intimement à la tectonique locale. Ce rôle s'inscrivant dans les déformations des terrains au contact des reliefs toulonnais, il suffira, pour en préciser les modalités, d'étudier les *bordures méridionale et orientale de la cuvette synclinale*, au sud d'une ligne allant de Saint-Cyr à Solliès-Pont, par le Plan du Castellet et le Grand Cap.

2. Interprétation tectonique d'après les travaux antérieurs.

La tectonique du bassin du Beausset se complique, au Sud, de phénomènes de recouvrement faisant intervenir des masses de terrains appartenant à des unités anticlinales voisines.

À l'ouest du Grand Vallat, en effet, les calcaires à Hippurites du flanc méridional du pli synclinal du Beausset disparaissent sous des terrains triasiques issus du secteur de Bandol. Le Trias, empiétant alors largement sur la cuvette crétacée, constitue une masse de recouvrement (recouvrement du Télégraphe), à laquelle se rattachent, à l'Est et au Nord-Est, les lambeaux de Fontanieu, du Vieux-Beausset et du Castellet. Ces anomalies stratigraphiques, devenues classiques depuis les travaux de M. Bertrand, seront examinées dans le présent chapitre, en raison de leur étroite liaison tectonique avec le bassin du Beausset.

L'hypothèse des recouvrements du Beausset et de Fontanieu, présentée par M. Bertrand, apparaît, encore de nos jours, comme la *seule* valable pour expliquer la position tectonique anormale du Trias sur les terrains crétacés. Les critiques de A. Toucas et E. Fournier n'ont fait (ainsi que l'exprime É. Haug) que consolider les conclusions des travaux de M. Bertrand, en mettant en lumière toute l'in vraisemblance des interprétations qui ne font pas appel à la notion de charriage.

Dans la description de ces dispositifs tectoniques, j'apporterai certes quelques éléments nouveaux concernant la position des terrains charriés. Mais, loin d'infirmer l'hypothèse déjà émise, mes observations ne feront que confirmer, grâce à l'identification et à la localisation de quelques lambeaux de poussée, le déplacement tangentiel des masses triasiques sur le substratum crétacé.

J'ai été amené, en outre, à préciser le déroulement des phénomènes qui ont donné naissance à la « nappe du Beausset ». Dans cette voie m'ont précédé É. Haug, L. Lutaud et J. Goguel.

Le premier écrit (É. Haug, 1925, p. 303) : « La racine de cette nappe se trouve située entre le bassin de Bandol et celui du Beausset et l'on conçoit dès lors qu'une bande anticlinale, située entre ces deux cuvettes synclinales, soit écrasée par le fait du rapprochement de ces deux unités tectoniques relativement rigides, sous l'action de la contraction, et soit déversée dans le sens de la poussée générale, en se transformant en pli-faille, dont le flanc renversé est partiellement conservé (la zone des terrains renversés), et plus en avant, en nappe de charriage ».

Le second explique la tectogenèse des plis provençaux, dont le Beausset représente le type, par la rupture de la charnière profondément érodée des ébauches anticlinales (L. Lutaud, 1935).

Le troisième apporte un élément nouveau en présentant la mise en place par gravité du lambeau triasique du Vieux-Beausset. Le glissement de la masse triasique aurait eu pour origine le soulèvement de l'anticlinal du Gros Cerveau, postérieurement au chevauchement (J. Goguel, 1943, p. 373).

Toutes ces hypothèses trouvent leur place dans la synthèse que je donne de l'évolution tectonique du chevauchement du Beausset. Mais leur coordination n'a pu être faite qu'à la faveur d'observations nouvelles concernant :

1^o le déplacement relatif des deux masses rigides constituées par le bassin du Beausset et celui de Bandol;

2^o l'évolution morphotectonique du pli du Gros Cerveau et des chaînons nord-toulonnais.

B. LE BASSIN DU BEAUSSET

1. Bordure méridionale de la cuvette synclinale.

a. De la pointe Grenier au tunnel de la voie ferrée Marseille - Toulon.

Sur le rivage septentrional de la pointe Grenier, le contact du Trias avec le Crétacé supérieur n'est visible qu'à l'est du promontoire de la Capelude. Sous les calcaires et dolomies mésotriasiques qui se couchent faiblement vers le Nord apparaissent, en effet, au bas de la falaise, les marnes et marnes sableuses à Spongiaires du Santonien (L. Moret, 1926), légèrement inclinées au Sud.

Ces formations crétacées continuent à affleurer tout le long du rivage, jusqu'aux ruines de Tauroentum.

À l'intérieur des terres, les bancs de marnes sableuses, en grande partie recouverts par des sables éoliens, présentent toujours le même pendage au Sud jusqu'au chemin de la Nartette. Leur contact avec les terrains triasiques se fait par l'intermédiaire d'une zone broyée dans laquelle on identifie l'Infralias. Sur la surface de discontinuité, faiblement inclinée au Sud-Est, reposent ensuite le Keuper, puis le Muschelkalk du noyau anticlinal de la Nartette (fig. 51).

Au sud et à l'est de la Madrague s'élève le relief de la Gache. Sur le trajet qui conduit du chemin de la Nartette au sommet, on voit s'intercaler, entre les marnes sableuses santoniennes et le Trias, un banc de calcaires blancs à silex et à petits Rudistes que je rapporte à l'Aptien inférieur. Ces calcaires, fortement inclinés au Sud se renversent, au Nord, sur les marnes santoniennes qui se relèvent légèrement à leur contact.

À mi-chemin du sommet, la barre aptienne s'élargit. Elle se développe encore davantage à l'Est dans un secteur accidenté dominé par l'arête méridionale de la Gache (cote 190,1). S'aminçant ensuite, elle se termine en biseau avant d'atteindre le col du tunnel. En ce dernier point, un banc massif de calcaires à Hippurites s'intercale seul entre le Trias de l'Orphelinat et le Santonien marno-gréseux de Saint-Cyr.

Ces calcaires à Hippurites, apparus à la cote 150 environ, sur le versant nord-ouest du relief de la Gache, doublent, sur 800 mètres environ, l'Aptien de la crête 190,1. Entre les deux formations s'interpose une passée de calcaires spathiques roux et de grès santoniens, ainsi qu'une lame de calcaire récifal turonien (fig. 61 a). Au Nord, les marnes sableuses crétacées du secteur des Baumettes se redressent et viennent s'appuyer sur les calcaires à Hippurites en position subverticale.

Au sommet de la Gache apparaît ainsi le flanc méridional du synclinal du Beausset qui se redresse et se renverse même au contact du Trias de l'Orphelinat. Dans ce dispositif, l'Aptien apparaît comme une lame écaillée coincée entre le Crétacé supérieur redressé et le Trias.

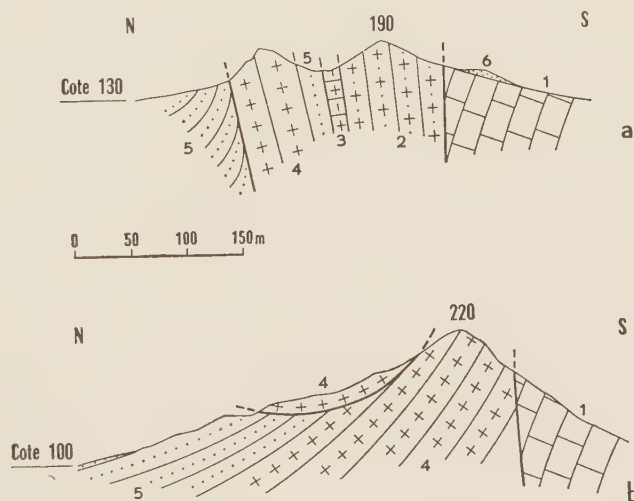


FIG. 61. — Coupes à travers les crêtes de la Gache (a) et de Saint-Jean (b), au sud de Saint-Cyr.

1. Muschelkalk. — 2. Aptien calcaire. — 3. Turonien calcaire. — 4. Calcaires à Hippurites santoniens. — 5. Grès et marnes du Santonien. — 6. Sables éoliens.

b. Secteur de l'Oratoire Saint-Jean.

La crête de l'Oratoire Saint-Jean, à l'est de la route Saint-Cyr-Bandol, est entièrement constituée par des calcaires à Hippurites du niveau de La Cadière. Ces terrains inclinés à 60° N, supportent les marnes et les grès santoniens du vallon de Saint-Côme. Des bancs décollés, descendus sur le versant nord de la colline, recouvrent localement les marnes gréseuses, laissant ainsi une fausse impression de chevauchement (fig. 61 b).

500 mètres à l'est de l'Oratoire Saint-Jean, les calcaires à Hippurites se redressent brusquement à la verticale, puis se couchent sous l'avancée du Trias. Un témoin de cette barre à Hippurites se retrouve plus loin au Nord, sous forme d'un lambeau de poussée, coincé entre le Trias de la Croix du Signal et le Sénonien lacustre de Pibarnon (fig. 62).

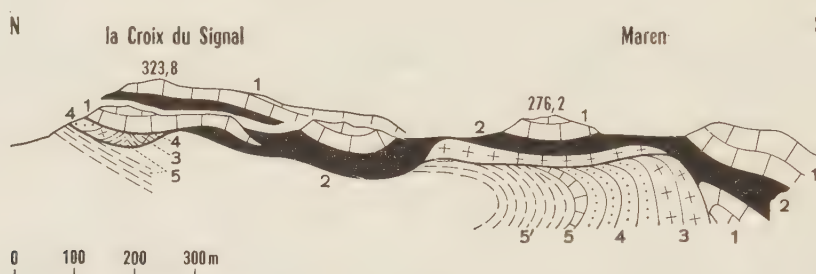


FIG. 62. — Chevauchement du Télégraphe de La Cadière : bord occidental des terrains triasiques en recouvrement

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Calcaires à Hippurites santoniens. — 4. Grès et marnes du Santonien. — 5 et 5'. Campanien.

Une faille orientée SW-NE sépare les deux tronçons de la barre à Hippurites : *tronçon de Saint-Jean*, constitué par une dalle inclinée au Nord; *tronçon de Maren*, formé de bancs redressés à la verticale, puis couchés au Nord. Cet accident se perd, au Nord, dans les marnes sableuses santoniennes, mais, au Sud, il paraît se prolonger dans la surface de contact anormal qui sépare l'anticlinal de Figuières, contre lequel se relèvent les couches crétacées de Saint-Jean, de l'Infralias du vallon de Rampale, sur lequel repose le Trias de Maren et du Télégraphe (fig. 44 b). Le brusque renversement des calcaires à Hippurites à l'est de Saint-Jean est un accident local; il souligne, ainsi que je l'ai déjà signalé, l'avancée, vers le Nord, de la masse triasique chevauchante du Télégraphe. Ce Trias, issu de la zone triasique interne des collines de Bandol, est indépendant de celui qui soulève, à l'Ouest, le bord méridional du bassin du Beausset. Passant par-dessus le Trias externe, il trouve sur son passage la barre à Hippurites qu'il redresse et renverse. Les déformations des calcaires crétacés, traduisant le mouvement de translation de la masse triasique en recouvrement, sont localisées à l'est de Saint-Jean. Il est donc logique d'admettre, comme limite d'extension du lambeau du Télégraphe, l'accident signalé ci-dessus dans la barre récifale santonienne.

c. La fenêtre de Maren.

Sur le chemin qui conduit de Bandol à la colline du Télégraphe par la ferme des Samats et Poutier, on voit s'ouvrir, dans les formations triasiques (Keuper à l'Ouest; Muschelkalk à l'Est), une fenêtre de forme ovale dans laquelle apparaît une série renversée de terrains crétacés comprenant, du Sud au Nord, les calcaires à Hippurites du niveau de La Cadière, puis les calcaires marneux et grès santoniens et, enfin, les couches marno-sableuses saumâtres du Campanien. Au Nord, des fragments de calcaires récifaux reposent sur le Campanien, au contact du Trias.

Ces terrains crétacés, parmi lesquels les marnes et grès santoniens apparaissent considérablement réduits par laminage, se trouvent exactement situés sur le prolongement de ceux qui affleurent à l'ouest de la colline triasique 276,2, au point où la dalle à Hippurites se renverse sous le Keuper et le Muschelkalk charriés. Ils constituent le flanc renversé et en partie laminé d'un synclinal couché à charnière campanienne; nous touchons ici, près de la racine du Trias chevauchant, l'axe, décalé vers le Sud, du pli synclinal du Beausset.

d. Entre les collines de Maren et le Grand Vallat.

À l'est des collines de Maren, les calcaires à Hippurites réapparaissent dans une barre sinueuse qui se termine en biseau à ses deux extrémités. À l'Ouest, les calcaires récifaux, s'infléchissant vers le Nord, disparaissent au contact du Trias chevauchant et des marnes sableuses santoniennes; à l'Est, la barre, réduite par laminage, se perd dans un accident oblique qui se prolonge au sein des marnes et des grès en direction du quartier des Moulins.

Ces formations à Hippurites appartiennent au niveau de La Cadière. Elles se raccordent latéralement à celles de Maren, de Saint-Jean et de l'arête septentrionale de la Gache; mais, ainsi que l'a déjà montré É. Haug (1925, p. 180), elles ne présentent rien de commun avec les calcaires à Rudistes qui, au nord du point 108,8, prolongent la barre rocheuse en direction de la cluse du Grand Vallat. Cette dernière d'âge turonien est à son tour interrompue par une faille orientée WSW-ENE.

En suivant la barre santonienne d'Ouest en Est, on observe un redressement progressif des bancs calcaires. Ceux-ci, couchés sous le Muschelkalk des collines de Maren (formation appartenant à la zone triasique interne de Bandol), prennent insensiblement une position subverticale vers l'Est où ils sont en contact anormal avec les cargneules et calcaires de la zone triasique externe. La concavité tournée vers le Sud, que présente l'affleurement de calcaires à Hippurites, montre que le Trias de la colline 252,2 et la barre récifale s'affrontent par simple butée latérale.

La barre à Hippurites santonienne domine, au Sud, un vallon orienté Ouest-Est, dont le fond est entièrement occupé par les grès et marnes gréseuses supracrétacés. Ces formations, d'abord en position verticale, passent à un faible pendage nord. Dans leur masse s'intercale un banc récifal à Hippurites (Santonien supérieur) visible sur le versant septentrional du vallon. Puis au-dessus affleurent les marnes et marnes sableuses saumâtres et lacustres supracrétacées repliées en un synclinal couché vers le Nord sous une masse de terrains triasiques (planche 4, coupe k). Une lame de calcaires à Hippurites à *Orbignya socialis* et *O. matheroni* (niveau de La Cadière) s'intercale entre le Campanien renversé et le Trias.

Le synclinal couché décrit à Maren est donc encore observable ici. Le dispositif, bien dégagé par l'érosion, peut être alors décrit avec précision. M. Bertrand en a donné une représentation exacte (1887c et 1892) sur laquelle je ne reviendrai plus loin que pour préciser la position tectonique d'un lambeau du flanc inverse poussé par le Trias sur le flanc normal.

Au Sud, la barre récifale santonienne est en contact anormal par faille subverticale avec le Trias de la colline 252,2.

À 200 mètres environ de sa terminaison orientale, la barre santonienne est en contact, non plus avec le Trias, mais avec l'Aptien. Entre les deux formations subverticales, on observe alors une puissante mylonite à éléments aptiens (calcaires marneux et grès), cénomaniens (grès en plaquettes et calcaires) et turoniens (grès, sables et calcaires).

Plus loin, vers l'Est, le contact anormal se bifurque. L'une des branches, s'orientant au Nord-Est, fait disparaître les bancs à Hippurites du Santonien; l'autre, longeant, au Sud, la barre récifale turonienne, se prolonge jusque dans la cluse du Grand Vallat, au lieu-dit « Les Hautes ». Entre les deux accidents, la série turo-sénonienne est normale. Au sud de la barre turonienne, l'Aptien supérieur, puis le Céno-manien et, enfin, le Turonien sableux se substituent progressivement à la mylonite. Les bancs, d'abord fortement étirés, prennent vers l'Est une puissance normale, et les pendages, voisins de la verticale sur la rive droite du Grand Vallat, s'atténuent très sensiblement lorsqu'on passe de l'autre côté du ruisseau.

Le flanc sud du synclinal du Beausset, représenté, dans les secteurs à l'ouest de Fontanieu, par les seuls horizons du Santonien moyen et supérieur et du Campanien (synclinal couché de Maren, le Télégraphe, Fontanieu) se complète donc, à l'Est, par l'apparition successive de l'Aptien supérieur, du Céno-manien et du Turonien. Ces terrains, figurant d'abord à l'état de mylonite, affleurent à l'Est, en couches de moins en moins étirées.

e. Entre le Grand Vallat et le vallon de Simaille, à l'ouest du Broussan.

À l'est du Grand Vallat, ou, plus exactement, à l'est du décrochement de la Pointe du Cerveau, la succession des terrains infra et supracrétacés devient parfaitement normale. Jusqu'au petit col 263,1, sur le bord occidental de la dépression de la Toulousane, ces couches peuvent être considérées comme appartenant à la fois, au flanc nord de l'anticlinal du Gros Cerveau et au flanc sud du synclinal du Beausset. Leur inclinaison vers le Nord, très accentuée dans le Val d'Aren, s'atténue rapidement en direction du centre du bassin. À la faveur de ces variations de pendage, l'axe du synclinal se trouve déplacé vers le Nord (Petit Canadeau). Mais nous verrons plus loin que cet axe ne correspond pas exactement à celui du pli synclinal couché à noyau campanien, sur lequel ont cheminé les masses triasiques chevauchantes du lambeau du Vieux-Beausset.

Jusqu'au col 263,1, les affleurements crétacés sont rectilignes et parallèles entre eux. L'un d'eux, constitué par les calcaires récifaux du Turonien et du Coniacien, donne un relief en cuesta désigné sous le nom de *barre de la Jaume*. Les bancs sont continus; aucun des accidents observés dans le chaînon du Gros Cerveau ne s'y prolonge au-delà de l'Aptien. Les observations faites, en outre, sur la constitution lithologique du Cénomaniens soulignent l'existence d'un rivage au nord du Gros Cerveau. Une ride anticlinale, ébauche des plis toulonnais, fait ainsi son apparition dès le début du Crétacé supérieur.

Dès que l'on aborde, à l'Est, la dépression de la Toulousane, on voit les affleurements du Turonien qui s'infléchissent brusquement vers le Nord-Est, en épousant exactement la forme du bord septentrional de l'aire anticlinale aptienne d'Évenos.

Plus à l'Est, à partir de la bastide des Hermites, sur la rive gauche de la Reppe, les couches supracrétacées, décalées par rapport à celles de la rive droite, donnent de nouveau des affleurements rectilignes orientés, cette fois, SW-NE.

Bien que les raccords entre les bancs supracrétacés des deux rives soient ici cachés par les alluvions, j'ai pu, grâce à des indices d'étiement dans les horizons calcaires du Turonien et du Cénomaniens, identifier des plans de rupture dans le sens latéral. Poussées vers le Nord par la surrection du pli aptien d'Évenos, les couches calcaires supracrétacées se sont rompues, par suite d'une *distension latérale*, tandis que se déformaient seulement les terrains souples du Turonien sableux et du Sénonien marno-gréseux emballant ces calcaires.

Ce changement de direction avec rupture des affleurements crétacés résulte ainsi, que je le précise plus haut, d'un soulèvement de la couverture, ultérieurement à la mise en place du lambeau triasique du Beausset. La forme et la direction des accidents sur le bord septentrional de l'aire anticlinale aptienne d'Évenos, permettent d'assigner à la masse en recouvrement une limite orientale qui n'aurait pas dépassé la vallée de la Reppe.

Jusqu'au fond du vallon de Simaille, à l'ouest du Broussan, on observe le même dispositif (planche 3, coupes *g* et *h*). Les calcaires cénomaniens à silex, verticaux ou fortement inclinés au Nord-Ouest, dominant, au Sud-Est, le fond du vallon entièrement occupé par des sables turoniens. De l'autre côté de la dépression s'élève la barre turonienne (barre de Cimay) sur laquelle reposent au Nord-Ouest les récifs coniaciens. Entre ces deux formations récifales, plus faiblement inclinées que le Cénomaniens vers l'axe du bassin synclinal, s'intercalent, à hauteur de la Bérengière, les calcaires spathiques et gréseux du Sénonien, lesquels se développent à l'Est pour donner le soubassement de la barre récifale supérieure du mont Caumes.

f. Entre le vallon de Simaille et le mont Caumes-Ouest.

Au fond du vallon de Simaille, les couches crétacées sont affectées d'un décrochement NW-SE, dont le rejet horizontal, plus important au Sud-Est qu'au Nord-Ouest, accuse un soulèvement de plus grande amplitude autour de la cuvette du Broussan qu'en bordure du bassin du Beausset.

Outre ce fait, on note que la couverture crétacée ne réagit pas de la même manière de part et d'autre de l'accident.

Au Sud, toutes les formations constituant l'enveloppe occidentale de l'anticlinal éjecté du Broussan conservent un pendage nord-ouest à peu près uniforme de 60° environ, jusqu'aux calcaires turoniens.

Au Nord, le dispositif change totalement d'aspect. Une coupe sud-nord, menée du Château du Broussan au sommet du Maraou, sur le versant occidental de la vallée du Destel, permet, en effet, d'observer une succession de terrains dans laquelle les couches aptiennes sont renversées sur le Sénonien de la partie axiale du bassin du Beausset (fig. 63). Les calcaires blancs à silex de l'Aptien inférieur, inclinés au Nord-Ouest (secteur méridional) s'appuient par l'intermédiaire d'un accident vertical sur une série marneuse aptienne formée de bancs en pente accentuée vers le Sud. À cette formation succèdent des calcaires noirs en plaquettes et à silex noirs (Cénomaniens), puis des grès blancs et des calcaires récifaux (Turonien). Au-delà d'une faille occupée par une brèche multicolore à gros éléments calcaires et quartzeux apparaissent, toujours avec un même pendage sud, les grès et calcaires spathiques du Sénonien. Puis viennent les calcaires à Hippurites du Coniacien et du Santonien. L'inclinaison des bancs récifaux, d'abord orientée au Sud, passe rapidement au Nord, puis de nouveau au Sud, sous l'entablement de basalte du plateau de Maraou. En suivant la barre à Hippurites vers le Nord, on la voit reposer normalement, avec un pendage faible sud-ouest, sur une série supracrétacée comprenant les grès et calcaires spathiques sénoniens du secteur des Sambles, les calcaires et calcaires marneux turoniens des Bigourets, et les calcaires et sables argileux saumâtres du Cénomaniens de Turben. Le tout succède à l'Urgonien, également incliné au Sud-Ouest. Sur la surface de discontinuité stratigraphique on note la présence de quelques poches de bauxite.

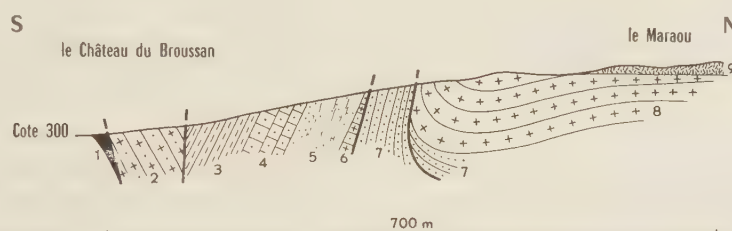


FIG. 63. — Bordure méridionale du bassin du Beausset, au nord du Broussan

1. Keuper. — 2. Aptien inférieur calcaire. — 3. Aptien marno-gréseux. — 4. Cénomaniens. — 5. Turonien sableux. — 6. Turonien récifal. — 7. Grès et calcaires spathiques sénoniens. — 8. Calcaires à Hippurites sénoniens. — 9. Basalte.

Les couches crétacées de la partie orientale du bassin du Beausset dessinent ainsi un synclinal dissymétrique présentant un flanc septentrional, en pente douce vers le Sud-Ouest, et un flanc méridional renversé. Les terrains du flanc sud, qui se désolidarisent du reste du pli au niveau des calcaires récifaux turoniens, forment une véritable lame écailleuse poussée du Sud vers le Nord sur les formations sénoniennes de la partie axiale du synclinal.

À l'est des gorges du Destel dans le secteur des Gours, le dispositif tectonique décrit ci-dessus conserve à peu près sa forme générale (fig. 58).

L'Aptien, représenté par ses horizons supérieurs (marnes sableuses grises et noires), est toujours en position renversée. Mais, la faille de décrochement de Simaille se perd ici dans le Trias de la cuvette du Broussan. Ce sont alors les formations triasiques, infraliasiques, liasiques et mésojurassiques de la série renversée des Garniers qui entrent en contact avec lui par l'intermédiaire de la surface de discontinuité limitant, au Nord, le pli éjecté du Broussan.

À l'est des Garniers, l'affleurement aptien se rétrécit d'abord sous l'avancée des terrains jurassiques, puis il s'élargit de nouveau. L'Aptien se complète alors par l'apparition, au nord du contact anormal qui le sépare de l'Infralias du Corps de Garde, de ses formations marneuses et calcaires de base. Nous atteignons ici les escarpements urgoniens du promontoire 763,2, marqués à leur pied par un contact anormal que j'ai déjà défini comme une surface

de discontinuité séparant la série renversée du mont Caumes de l'écaille jurassique et crétacée issue du flanc renversé septentrional du pli du Pont des Pomets (fig. 59 et 60).

Le Cénomaniens donne un affleurement continu de calcaires noirs ou gris vert à silex, surmonté localement par un banc récifal à Caprinidés.

Le Turonien sableux s'identifie partout grâce à ses caractères lithologiques. Au nord des Garniers, il tend à disparaître par étirement. Mais, plus à l'Est, sa puissance augmente sensiblement. On voit alors apparaître, au-dessus des grès blancs, les calcaires roux spathiques et gréseux du type de ceux qui affleurent dans le secteur du Revest, sous la barre récifale du Bau du Midi.

Le Turonien récifal se termine en biseau juste à la traversée du vallon du Destel. Cette disparition doit être tectonique, ainsi que le montre la forme de l'accident longitudinal repéré au niveau de cette formation. En effet, partout où le contact entre le Turonien sableux ou spathique et le Sénonien est visible, on constate que les premières formations, fortement inclinées au Sud et localement affectées de phénomènes d'écaillage (point 428,1), s'appuient au Nord sur les secondes inclinées en sens inverse.

La série aptienne, cénomanienne et turonienne se présente donc bien comme une lame écailleuse détachée du flanc sud du synclinal du Beausset et poussée, vers le Nord, sur le Sénonien. Le développement d'un tel accident a eu pour conséquence la disparition des calcaires récifaux turoniens.

Comme l'Aptien, le Cénomaniens et le Turonien s'interrompent sur la ligne de contact anormal, à la base des escarpements du mont Caumes-Ouest.

Les grès et calcaires spathiques santoniens, qui affleurent au nord du Turonien, dessinent un synclinal étroit dans l'axe duquel repose une dalle allongée et parfois très étroite de calcaires à Hippurites. Cette dalle forme la crête conduisant du sommet 427,1 au Caumes-Ouest, puis au Caumes-Est.

Jusqu'à un accident transverse, situé à mi-distance entre la vallée du Destel et le Caumes-Ouest, les bancs à Hippurites, légèrement inclinés vers l'Ouest, apparaissent bien équilibrés sur leurs assises de grès et de calcaires spathiques. À l'est de l'accident, le synclinal calcaire bascule vers le Nord. Ce mouvement, s'accroissant sous l'avancée de la dalle urgonienne du sommet 763,2, est accompagné d'un plissement secondaire avec écaillage des lames anticlinales (planche 3, coupe c). Au sein des sillons synclinaux, on observe des lambeaux de grès supérieurs correspondant certainement à ceux signalés par É. Haug (1925, p. 257) et rapportés par E. Maury au niveau à *Lima marticensis*.

Plus loin vers l'Est, la barre à Hippurites reprend son équilibre sur les bancs de grès et calcaires spathiques qui la séparent du Turonien récifal du Bau du Midi.

g. Entre le Caumes-Ouest et le Revest.

Ce tronçon de la bordure méridionale du bassin du Beausset ayant été déjà étudié (zone des dépressions), je n'en ferai ici qu'une analyse sommaire afin de le raccorder aux secteurs précédemment décrits.

La surface de discontinuité qui sépare, dans le relief du Caumes-Ouest, l'Urgonien du sommet 763,2 et les terrains renversés du flanc sud du bassin du Beausset laisse, sur la surface topographique, une trace continue qui se suit jusqu'au Revest. Contournant vers le Nord l'affleurement urgonien et aptien du Caumes-Ouest, la ligne de contact anormal descend jusqu'au bas du vallon de Pardiguières, puis se dirige vers le Revest par la base du promontoire du Puits Charlois et le versant nord de la colline de Coste-Belle.

La surface de discontinuité, faiblement inclinée sur les pentes du mont Caumes, a une inclinaison plus accentuée dans les secteurs situés à l'est du vallon de Pardiguières. Dans la carrière de Mal-Vallon, elle devient même verticale.

Sous cette surface réapparaissent, à l'est du Caumes-Ouest, le Turonien, représenté ici par ses bancs récifaux et ses sables blancs, le Cénomaniens et l'Aptien. Mais, tandis qu'au-dessus d'elle disparaissent successivement, du Nord au Sud, l'Urgonien, puis le Néocomien et une partie du Portlandien, au-dessous les calcaires urgoniens (Urgonien du Puits Charlois) viennent s'adjoindre aux terrains déjà cités, constituant le flanc renversé du synclinal du mont Caumes.

La surface de discontinuité sur laquelle repose la grande éaille jurassique et crétacée du Caumes-Ouest, apparaît bien comme un accident qui cisaille obliquement une série de terrains renversés appartenant, à la fois, à la bordure méridionale du bassin du Beausset et au pli septentrional de la zone des dépressions. L'Urgonien du sommet 763,2, se détachant de ce flanc renversé, chevauche le synclinal du mont Caumes en entraînant avec lui les terrains infracrétacés et jurassiques du flanc septentrional du pli du Pont des Pomets.

À l'est du promontoire du Puits Charlois, le flanc méridional renversé du synclinal du mont Caumes ne comprend plus alors, du Nord au Sud, que l'Aptien, le Cénomaniens et le Turonien (planche 5, coupe *h*). Les deux premières formations, se couchant sur le Turonien, disparaissent parfois par laminage. Le Turonien récifal, se repliant dans les grès et les sables, donne une lame synclinale qui double au Nord la barre cénomaniens et qui se relie, à l'Ouest, à la falaise du Bau du Midi. Cette lame de calcaire blanc *a*, jusqu'ici, été confondue avec le Cénomaniens.

Plus à l'Est, le flanc méridional du synclinal du mont Caumes disparaît au contact de la bande anticlinale aptienne de Coste-Belle et du Revest. Un lambeau de calcaire cénomaniens, pincé entre l'Aptien du Revest et le Ligérien de la dépression du barrage, représente, à l'est de Coste-Belle, le seul vestige de ce flanc.

h. Secteur des Olivières.

À l'est du barrage, les terrains du Crétacé supérieur, reposant sur l'Urgonien par l'interposition de bauxite, dessinent un synclinal allongé seulement représenté par son flanc nord. Les couches du flanc sud, éliminées par étirement, disparaissent sous l'avancée de l'Aptien des collines des Bouisses. (Cette unité tectonique a été décrite dans le chapitre consacré à la zone des séries renversées et formations en écailles du Coudon, du mont Combe, du Revest et du mont Caumes-Ouest.)

2. Bordure orientale du bassin du Beausset : soubassement jurassique et infracrétacé de l'aire synclinale du mont Caumes.

a. Secteur du Revest et de Fiéraqet (fig. 64 et pl. photo III).

Lorsqu'on parcourt d'Est en Ouest le synclinal des Olivières, on observe, à l'ouest de la mine de bauxite, des accidents verticaux qui se développent au sein de l'Urgonien.

Le premier de ces accidents (*F*¹), apparaissant dans le synclinal où il décroche les couches du Crétacé supérieur, prend rapidement, vers l'Ouest, la forme d'une faille de tassement orientée Est-Ouest. Au nord du lac artificiel du Revest, il dénivelle d'une cinquantaine de mètres deux compartiments d'Urgonien. On en suit la trace plus à l'Ouest jusque sur les pentes du quartier des Baumettes; puis il se perd dans les grès roux et calcaires spathiques du Turonien que dominent au couchant les bancs massifs récifaux du Bau du Midi. Le décalage des couches cénomaniens et turoniens de part et d'autre de la faille souligne un affaissement du compartiment urgonien du barrage, compartiment renfermant les terrains cénomaniens et turoniens du synclinal des Olivières et du Revest. Au voisinage de la retenue, où le rejet de l'accident atteint son amplitude maxima, deux accidents, divergents vers le Nord, affectent secondairement l'Urgonien et le Cénomaniens.

Au nord de l'accident qui vient d'être décrit, les affleurements supracrétacés sont décalés vers l'Ouest de 500 mètres environ. Ils conservent le même pendage sud-ouest que dans le compartiment sud, avec, toutefois, une

accentuation au niveau du Cénomanién et du Turonien. Au-dessus des sables et grès blancs, l'inclinaison devient plus faible. Les bancs du compartiment septentrional s'alignant alors sur ceux du compartiment méridional, il n'est plus possible de déceler le passage de la faille F¹. On arrive ainsi à la barre turonienne qui se présente parfaitement continue jusqu'au col 664,1, au nord du Bau du Midi.

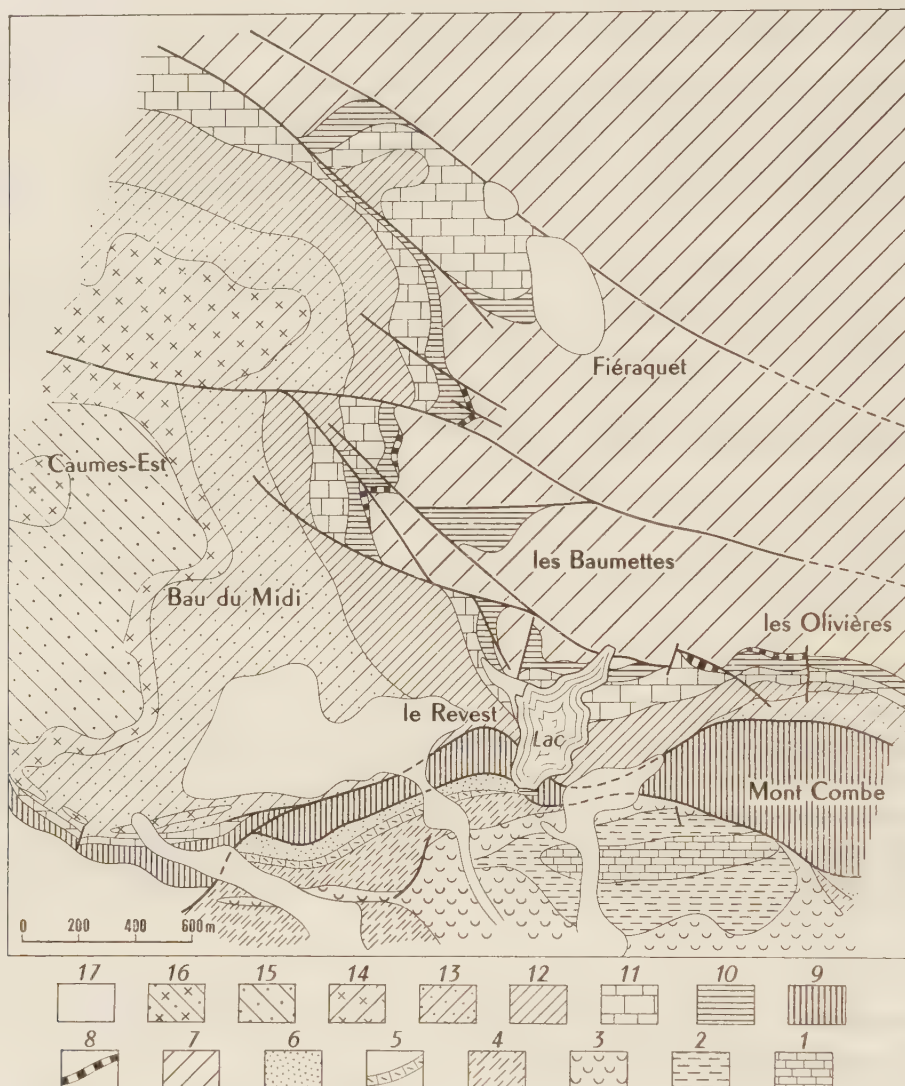


FIG. 64. — Carte géologique de la région du Revest, au nord de Toulon

1. Rhétien. — 2. Dolomies hettangiennes. — 3. Lias et Bajocien inférieur calcaire. — 4. Dogger marneux. — 5. Bathonien supérieur calcaire. — 6. Dolomies du Jurassique supérieur. — 7. Urgonien. — 8. Bauxite. — 9. Aptien. — 10. Cénomanién marno-gréseux. — 11. Cénomanién calcaire. — 12. Turonien marneux. — 13. Turonien gréseux. — 14. Calcaires à Hippurites du Turonien supérieur et du Coniacien. — 15. Sénonien marin gréseux. — 16. Calcaires à Hippurites du Santonien. — 17. Terrains récents : alluvions, éluvions et éboulis.

Les secteurs des Baumettes et de Fiéraquet sont limités par les failles F¹, au Sud, F², dans la partie médiane, F³, au Nord.

Ces déformations des couches crétacées au nord de la faille F¹ traduisent un mouvement ascendant des calcaires urgoniens du secteur des Baumettes. Ce mouvement, qui n'affecte pas les bancs supérieurs turoniens, ne s'étend pas très loin sous le mont Caumes; sa localisation en ce point des collines nord-toulonnaises sera interprétée plus loin comme un effet de la dénudation du substratum urgonien, antérieurement à la phase de mise en place des principales unités tectoniques de la région.

Le compartiment urgonien des Baumettes est divisé en plusieurs blocs de forme triangulaire ou trapézoïdale par des failles obliques formant un réseau serré. Ces accidents sont secondaires ainsi que le montre leur faible rejet.

Au Nord, les cassures obliques des Baumettes se heurtent à un deuxième accident orienté Ouest-Est. Cette nouvelle faille F^2 , plus importante que la précédente, intéresse à la fois l'Urgonien, le Cénomaniens, le Turonien marneux et gréseux. Elle dénivelle, en outre, la dalle récifale turonienne; mais, comme F^1 , elle finit par se perdre dans les grès roux et calcaires spathiques du soubassement du mont Caumes. Le rejet de l'accident, de 60 à 70 mètres environ, à regard nord, traduit un affaissement important du bloc urgonien septentrional, mouvement qui s'est effectué, ici encore, sans provoquer de notables variations de pendage dans les terrains supracrétacés.

200 mètres au nord de F^2 , un mouvement de surélévation de faible amplitude du substratum urgonien est souligné par un léger décalage, vers l'Ouest, des affleurements cénomaniens. La faille limitant au Sud le compartiment surélevé se perd rapidement dans les marnes turoniennes sur lesquelles reposent les grès et les calcaires du promontoire 684,9.

Plus au Nord, une nouvelle bande de terrains, comprenant l'Urgonien, le Cénomaniens sablo-argileux et calcaire et le Turonien marneux, apparaît en position affaissée. Ce compartiment — que l'on peut nommer de Fiéraquet — est limité, au Sud et au Nord, par deux failles d'importance très inégale.

Au Sud, l'accident, présentant un rejet à regard nord de 20 mètres environ, met en contact, au col d'Orvès, les calcaires cénomaniens du bloc surélevé méridional, avec le Turonien de la bande de terrains affaissés de Fiéraquet. La faille, s'atténuant vers le Nord-Ouest, vient se perdre sur la bordure septentrionale de la dépression d'Orvès, dans un contact faillé, à la limite du Cénomaniens et du Turonien.

Au Nord, l'accident (F^3), séparant le compartiment de Fiéraquet de la grande masse d'Urgonien du plateau du Grand Cap, a une amplitude qui varie très rapidement de l'Est à l'Ouest. Le rejet qui est de 200 mètres environ, au nord de Fiéraquet, se réduit considérablement à l'Ouest (50 mètres à l'ouest du col 599,7) pour s'annuler finalement dans la cuvette d'Orvès.

Si l'on considère la faible inclinaison vers l'Ouest de l'Urgonien dans le compartiment de Fiéraquet (cotes du contact avec le Cénomaniens : 450 à Orvès; 490 à la mine de bauxite de Robœuf; 450 au nord de Fiéraquet), on voit que les terrains considérés comme affaissés, sont dans une position à peu près normale. Le rejet important observé au Nord résulterait, en définitive, d'un mouvement de surélévation du bloc septentrional du Grand Cap et de la vallée du Gapeau.

Le soulèvement du compartiment du Grand Cap n'affecte plus, dans le secteur d'Orvès, la couverture supracrétacée épaisse et homogène. Des constatations analogues ont été faites au sud de Fiéraquet dans les compartiments surélevés de la région du Revest.

La masse des terrains supracrétacés a donc freiné le mouvement de surélévation des blocs d'Urgonien. La grande amplitude de ces déplacements verticaux au nord et au nord-est du synclinal crétacé (secteur du Grand Cap) montre qu'au moment des ultimes phases des plissements toulonnais, ces secteurs devaient être en grande partie débarrassés de leur couverture supracrétacée. Le développement moins important de ces mouvements dans la région située au sud du Grand Cap (est du mont Caumes) révèle l'existence d'une couverture plus épaisse, mais suffisamment allégée pour permettre le soulèvement des bandes urgoniennes qui venaient de se détacher du substratum entre des failles verticales parallèles.

Ces dislocations en « *touches de piano* », affectant essentiellement le soubassement infra-crétacé du bassin du Beausset, détruisent, nous l'avons vu, la continuité des affleurements cénomaniens de la bordure orientale et septentrionale du massif du mont Caumes. Mais les accidents verticaux s'atténuent et disparaissent partout dans les puissantes formations supracrétacées. Nous passons ainsi brusquement, sans forme intermédiaire, de la structure faillée du soubassement à la structure plissée de la couverture supracrétacée.

b. Secteur à l'ouest du mont Caumes.

À l'ouest du méridien du mont Caumes, seules affleurent les couches plissées de la couverture. Le synclinal supracrétacé, dissymétrique, présente un flanc sud renversé et écaillé et un flanc nord qui s'élève en pente douce jusqu'à l'Urgonien du Roucas Trouca, sur le bord occidental du plateau du Grand Cap. Les réactions tectoniques du soubassement se manifestent encore ici par un faisceau de simples fractures qui accidentent les terrains supracrétacés de la dépression des Sables. Ces failles, qui se raccordent à la grande cassure de Fiéraquet, affectent la couverture sédimentaire sur toute son épaisseur et même le socle cristallin, ainsi que le montrent les montées éruptives auxquelles se rattache la grande coulée de basalte des Rochers de l'Aigle, du Destrier, d'Évenos et d'Ollioules.

Le soulèvement de l'Urgonien du plateau du Grand Cap, encore sensible au nord d'Orvès, malgré l'atténuation de la faille de Fiéraquet, se répercute dans les secteurs des Bigourets, de Turben et du Puits du Poirier où l'on note des mouvements de terrains comparables à ceux déjà observés dans la région du Revest.

La similitude de structure avec ce dernier secteur apparaît encore dans le système de failles orthogonales qui dénivellent les compartiments de Cénomaniens et de Turoniens, disposés en « touches de piano ». Ces accidents ont toutefois un rejet plus faible qu'au Revest; mais, dirigés vers le centre de la cuvette synclinale du Beausset, ils se perdent aussi à l'Ouest sous les puissantes couches du Sénonien. L'un d'eux, *faille de la Barillière*, doublée par celui du Jas des Marquands et de la Limate, souligne une dislocation très importante à la limite nord-ouest du compartiment surélevé du Grand Cap. La faille, qui naît dans le Turonien calcaire de la Barillière, se prolonge au Nord-Est jusque dans les dolomies suprajurassiques du versant sud de la vallée du Gapeau, entre Signes et Méounes. Cette faille verticale, de plus de 200 mètres de rejet au Jas de Laure, passe au Sud-Est (les Cuillerets, la Barillière) à un faisceau de petits accidents parallèles pinçant les terrains infracrétacés et jurassiques qui se replient énergiquement. À la Barillière même, un bloc de calcaire récifal turonien s'affaisse dans l'accident, entre deux bandes de Néocomien.

À l'Ouest, le Néocomien remonte jusqu'au contact du Cénomaniens inférieur du compartiment du Jas du Poirier, lequel heurte par faille les assises supracrétacées en position surélevée du Jas des Marquands. À partir de ce dernier point, les affleurements du Crétacé supérieur, subissant un mouvement d'inflexion vers l'WNW, se développent sans accident notable, alors que, dans les terrains infracrétacés du soubassement, on note encore quelques dislocations de faible importance (failles du Pou de Vèze et de la Guicharde).

Les accidents de la Barillière et du Jas des Marquands, concourent vers un même point situé dans la zone des affleurements turoniens, à l'ouest de la Quille de Midi (fig. 65).

Le secteur de forme triangulaire (Jas des Marquands, les Cuillerets, la Quille de Midi) renfermant l'ensemble des dislocations décrites à la Barillière, constitue un nœud tectonique remarquable au contact du compartiment surélevé du Roucas Trouca et du Grand Cap et de l'unité relativement calme de la Daumasse, à l'ouest du Jas des Marquands. La première de ces unités appartient au système tectonique nord-toulonnais par la similitude qu'il présente avec le compartiment faillé du Revest, et la deuxième fait partie du versant septentrional du bassin du Beausset non influencé directement par les phénomènes orogéniques toulonnais. On remarque ainsi que ce nœud se développe au point même où s'ennoie brusquement sous les terrains supracrétacés, l'Urgonien surélevé du Grand Cap. La faille de la Barillière et le faisceau d'accidents du Jas des Marquands constituent donc la limite naturelle, sur le versant nord du bassin du Beausset, des reliefs tectoniques dépendant directement de l'orogénèse nord-toulonnaise.

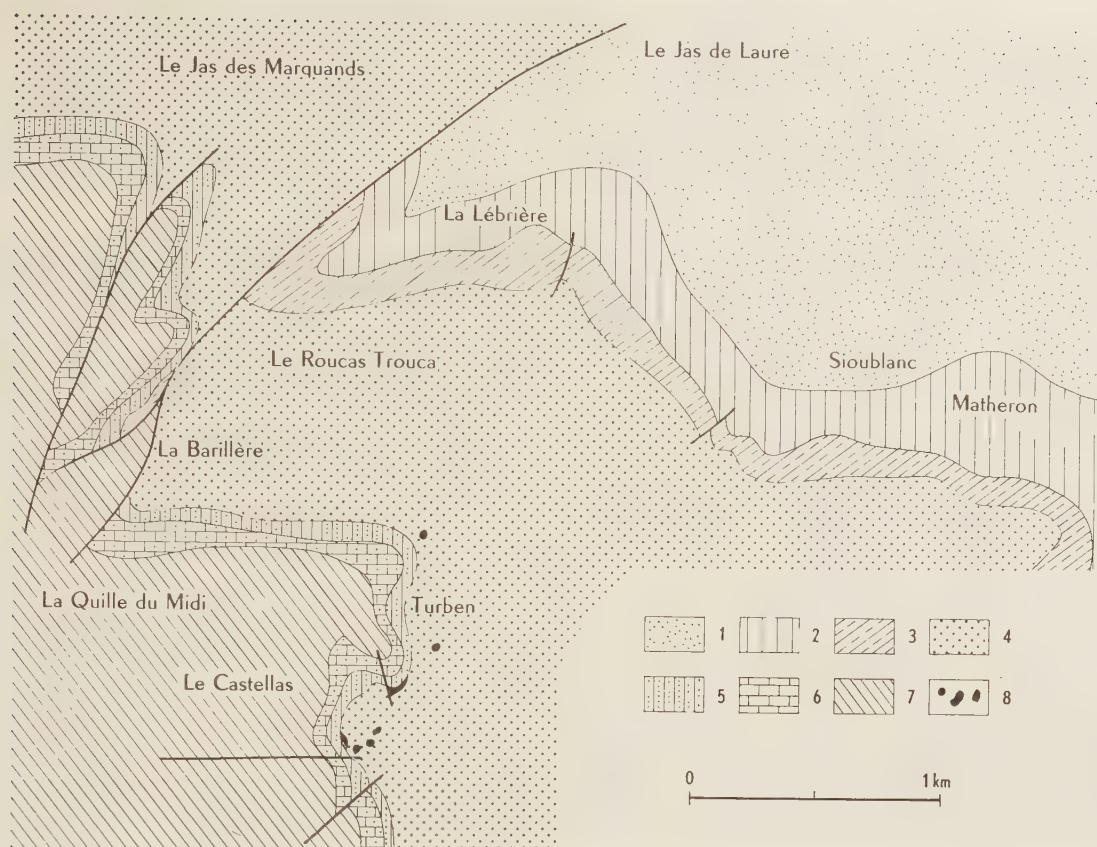


FIG. 65. — L'accident de la Barillière

1. Dolomies suprajurassiques. — 2. Portlandien. — 3. Néocomien. — 4. Urgonien. — 5. Cénomaniens saumâtre. — 6. Cénomaniens récifal. — 7. Turonien. — 8. Bauxite.

c. Secteur à l'est du barrage du Revest.

À l'est du vallon du Ragas que traversent d'Ouest en Est les trois accidents majeurs (F¹, F², F³) du soubassement infracrétacé du mont Caumes, les formations supracrétacées plissées, réduites à une étroite bande de terrains, forment un synclinal resserré et dissymétrique, chevauché au Sud par l'Aptien de l'anticlinal des Bouisses (synclinal des Olivières et de Tourris).

Au nord du synclinal des Olivières, l'Urgonien non plissé affleure sur une grande surface où il est difficile de relever le passage des accidents verticaux observés dans la région du Revest. Ces accidents affectent pourtant cette formation. Pour en déterminer le tracé, il suffit de parcourir le terrain en direction de l'Est. Les bancs de calcaires urgoniens, remontant dans cette direction, on ne tarde pas à voir apparaître, sur le plateau de Tourris et dans la plaine des Selves, d'abord le Néocomien, puis le Portlandien et enfin les dolomies du Jurassique supérieur. On arrive ainsi à la corniche calcaire bathonienne qui domine à l'Ouest le vaste talus en amphithéâtre conduisant jusqu'à la dépression de La Valette, elle-même creusée dans le Permien.

En poursuivant cet examen à différentes latitudes, on remarque, dans la distribution des terrains infracrétacés et jurassiques, des décalages qui font ressortir le passage d'accidents verticaux, à la limite des trois compartiments, du Grand Cap, au Nord, de Fiéraqet-Gavelet, dans la partie moyenne, de Tourris, au Sud.

L'immense *entablement urgonien du Grand Cap*, en pente faible vers le Sud-Ouest, repose, à l'Est, sur le Néocomien, le Portlandien et les dolomies suprajurassiques, toujours inclinés dans la même direction. À l'est de la dépression de la Cordière, les dolomies se bombent, formant ainsi la ride de la Mort de Gauthier et du Mourras; puis, elles se relèvent de nouveau vers le Nord-Est. Mais, au lieu de se superposer normalement aux formations méso et infrajurassiques de la cuvette de Valaury, on les voit, sur le versant des Ubacs, entrer en contact par faille, successivement du Nord au Sud, avec le Dogger marneux, le Lias et l'Infralias.

Ces terrains, qui accusent un repli anticlinal près du contact faillé, s'infléchissent vers le Sud, puis vers le Sud-Est, où ils se renversent localement (les Baux Rouges) sur les dolomies.

À l'Est, on accède à la dépression de Solliès-Pont, après avoir franchi la crête de dolomies hettangiennes qui se relie, au Sud, au massif de Matheron. Jusqu'au Rhétien les couches révèlent des déformations à peu près identiques à celles observées au nord des Baux Rouges. Mais, au-dessous, la structure devient plus tourmentée. Le Muschelkalk, se plissant alors énergiquement, au-dessus du Grès bigarré apparemment tranquille, forme des coins anticlinaux qui pénètrent au sein du Keuper sans apporter de notables perturbations dans les couches rhétiennes.

Les formations triasiques plissées heurtent, au Sud, les terrains jurassiques de la Farlède. Un accident vertical (*faille de Solliès-Ville*), orienté Est-Ouest, sépare les deux compartiments.

Au Nord (les Aiguiers), le Muschelkalk s'élève jusqu'à la cote 200 contre une autre faille au-delà de laquelle gisent les formations triasiques et jurassiques, en position affaissée, de la vallée du Gapeau. L'accident n'affecte ici que le Trias. En effet, son rejet à regard nord, qui est de 100 mètres environ au niveau du Muschelkalk, s'atténue puis s'annule à l'Ouest, sur les hauteurs 318,1 et 298,7 occupées par les dolomies hettangiennes. Le soulèvement, entre deux failles, du Trias moyen et supérieur, ne se traduit plus, au-dessus du Rhétien, que par un bombement anticlinal légèrement déversé au Sud-Ouest (secteur du Gabet, au nord des Baux Rouges).

Les compartiments urgoniens de Fiéraquet et des Baumettes, bien individualisés, dans les secteurs du mont Caumes et du Revest, se développent à l'Est jusqu'au Jurassique de la Farlède et de Solliès-Ville. Les failles F² et F³, dont on perd la trace dans l'Urgonien, au nord des Olivières, se manifestent, au niveau du Néocomien et du Portlandien, par le décalage de ces formations de part et d'autre des accidents.

Dans le prolongement, vers l'Est, de la faille F³, située à la limite des compartiments du Grand Cap et de Fiéraquet, on trouve l'accident de Solliès-Ville contre lequel s'appuient les terrains triasiques et jurassiques surélevés de Valaury et du Gapeau. Quant à F², on en observe le passage dans les décrochements qui affectent le Jurassique moyen au sud des Baux Rouges et du Matheron.

Le rejet de ces accidents est variable. Sur le trajet de F², il passe de 60-70 mètres N (Baumettes) à 15 mètres S (nord de Tourris), puis à 20 mètres N (sud des Baux Rouges); sur F³, il est de 200 mètres S à Fiéraquet, mais il s'annule presque dans l'affleurement dolomitique de Cordière, pour atteindre finalement 140 mètres S, à l'est de Matheron, au niveau du Rhétien.

Les variations du rejet des failles mettent en évidence deux faits :

1^o la position surélevée des terrains jurassiques et crétacés constituant le compartiment du cap Cros et de la rive droite du Gapeau (l'absence de dénivellation dans le secteur de Cordière est due au plissement secondaire des dolomies jurassiques par suite d'une poussée dans une direction parallèle à celle des accidents);

2^o le bombement dans le sens longitudinal de la bande jurassique et crétacée de Fiéraquet.

L'Urgonien des Baumettes forme, à l'est du Ragas, une bande de 400 mètres de large qui se développe considérablement sur le versant oriental des collines des Bouisses et du promontoire de La Valette, où il atteint une largeur de 1 500 mètres.

La faille F¹, délimitant au Sud ce compartiment crétacé, se perd dans les sables turoniens du synclinal des Olivières. Son tracé, sous les terrains chevauchants des Bouisses, n'est visible nulle

part. Mais on trouve plus loin, dès que l'on sort de la zone plissée du mont Combe et de la Vieille Valette, un accident similaire qui relaie F¹ au-delà du décrochement de Tourris-la Chaberte. Il s'agit de la faille relevée à la limite des terrains non plissés de la plaine des Selves et du massif du Coudon.

Cet accident affecte tous les terrains jurassiques et triasiques jusqu'au Muschelkalk. Son rejet, à regard sud, qui est de 100 mètres au niveau du Bathonien calcaire, s'annule dans le Keuper. Les terrains non plissés du soubassement du Coudon, quoique en position subhorizontale, apparaissent ainsi considérablement réduits.

Au nord de la faille, le Muschelkalk plonge en entraînant dans son mouvement le Keuper, le Rhétien et la base de l'Hettangien. Dans le même compartiment, le Lias et le Jurassique moyen se superposent à ces terrains plissés, sans déformations apparentes.

Au-dessous du Muschelkalk, le Grès bigarré et le Permien, qui subissent les mêmes déformations que le Muschelkalk, dessinent un repli anticlinal déjeté au Sud (fig. 66).

La coupe représentant le contact du compartiment de la Farlède avec celui du Coudon, fait ainsi apparaître, comme au nord de la faille de Solliès-Ville, le plissement du Trias au contact des terrains de l'unité tectonique située au Sud. Mais ici, le Grès bigarré et le Permien participent aux mouvements des terrains mésotriasiques.

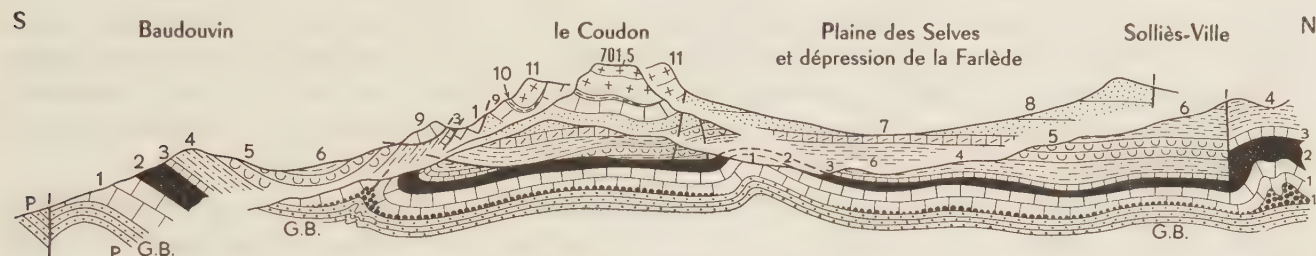


FIG. 66. — Structure de l'extrémité orientale des collines nord-toulonnaises

P. Permien. — G.B. Grès bigarré. — 1. Muschelkalk. — 1'. Muschelkalk broyé. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Hettangien. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien calcaire. — 8. Dolomies suprajurassiques. — 9. Portlandien. — 10. Néocomien. — 11. Urgonien.

La faille de la Farlède, naissant dans le Keuper, sur un plan incliné vers le Nord, prend ainsi la forme d'une surface de chevauchement qui serait devenue verticale par butée des terrains chevauchants de la Farlède contre ceux du Coudon. Ce déplacement tangentiel s'étant effectué, du Nord vers le Sud, sur un plan incliné fortement redressé dans le sens de la translation des terrains déplacés, ne peut être dû qu'à un « *trainage* » de la couverture par le substratum en mouvement dans la même direction. En raison de l'inertie présentée par les puissantes couches suprajurassiques et infracrétacées, le déplacement de la couverture, déclenché bien avant la mise en place définitive des blocs faillés de la Farlède et du Coudon, aurait été à l'origine de la réduction mécanique des horizons stratigraphiques du soubassement de ce dernier massif. Le décollement des couches jurassiques, observé au niveau du Keuper dans le Coudon, constitue un témoin de ces déplacements tangentiels.

Les failles verticales affectant le soubassement jurassique et infracrétacé de l'aire synclinale du bassin du Beausset résultent donc du plissement dysharmonique du Trias sous-jacent sous l'action d'une poussée tangentielle orientée Nord-Sud. L'origine d'un tel mouvement doit être recherchée dans le déplacement vers le Sud des formations permienues et éotriasiques solidaires des blocs de terrains paléozoïques qui s'écaillent en profondeur.

EN RÉSUMÉ, le bassin du Beausset n'apparaît avec sa forme synclinale typique qu'au début du Crétacé supérieur. Antérieurement, cette région fut soumise à un régime de sédimentation de

plate-forme continentale, interrompu, à la fin du Crétacé inférieur, par une tendance à l'émersion. Au Crétacé supérieur, dans le bassin qui s'affaisse, s'accumulent d'abondants sédiments sablo-argileux, sur lesquels s'installent les récifs à Hippurites. Stratigraphiquement, le bassin du Beausset se compose donc de deux séries sédimentaires séparées par une zone de transition (passage du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur). Chacun de ces ensembles réagit d'une manière particulière aux actions tectoniques locales :

— le *soubassement jurassique et crétacé*, peu ou pas plissé, se divise en compartiments délimités par des failles; celles-ci, verticales, se perdent dans le matériel souple et déformable du Crétacé supérieur. L'origine de ces mouvements verticaux doit être recherchée dans la contraction du substratum paléozoïque et dans le plissement dysharmonique, au-dessus de ce substratum, des terrains triasiques.

À l'est du mont Caumes, les phénomènes de dénudation consécutifs à un exhaussement continu des formations de couverture ont facilité le déplacement vertical des grandes masses tabulaires de terrains jurassiques superposés au Trias plissé. Le phénomène acquiert son maximum d'ampleur au voisinage du Permien de la Farlède et de Solliès-Pont;

— le *revêtement supracrétacé* se plisse sans rupture. Le synclinal est dissymétrique. Son flanc sud, fréquemment renversé, se réduit considérablement au contact des accidents nord-toulonnais; son flanc nord se développe largement sur les pentes conduisant au plateau du Camp. À l'ouest de la Barillière, on quitte le domaine tectonique directement influencé par l'orogénèse toulonnaise. Les accidents relevés en ce point soulignent, en effet, les dernières manifestations, vers l'Ouest, des soulèvements verticaux affectant le soubassement jurassique et infracrétacé de l'aire synclinale.

Le comportement tectonique de l'ensemble du bassin du Beausset présente, de l'Est à l'Ouest, des variations assez sensibles. En effet, la tendance à l'émersion observée à l'Aptien, continue à se manifester à l'Est (Revest) après une courte interruption au Turonien inférieur. L'exhaussement du fond gagne enfin la partie occidentale du bassin d'où la mer est chassée au début du Campanien.

C. LES RECOUVREMENTS DU VIEUX-BEAUSSET, DE FONTANIEU, DU TÉLÉGRAPHE ET DU CASTELLET

1. Le lambeau du Beausset.

a. *Le lambeau d'après M. Bertrand.*

À la suite des mémorables travaux de M. Bertrand, on se représentait le lambeau du Vieux-Beausset comme une masse de terrains triasiques et infraliasiques constituant le noyau d'un anticlinal couché vers le Nord, sur le Crétacé supérieur du bassin synclinal du Beausset.

Dans la bande triasique, au sud du Gros Cerveau, se trouverait la racine du pli. Le lambeau, maintenant isolé au milieu des terrains crétacés, en aurait été séparé par l'érosion.

Les terrains charriés auraient entraîné dans leur mouvement de translation des lambeaux de terrains supracrétacés, en position renversée, qui seraient venus s'intercaler entre les formations triasiques et infraliasiques et le Campanien autochtone, sans dépasser toutefois, au Nord, le col du Canadeau. Le Crétacé supérieur de la fenêtre du Rouve appartiendrait alors au soubassement du lambeau.

En outre, la nappe se serait plissée postérieurement au phénomène de chevauchement. À ce propos, M. Bertrand fait de judicieuses observations. Il écrit, en particulier (1891) : « Il existe donc dans la nappe triasique au moins trois et peut-être quatre plis anticlinaux, la plupart avec des retombées très brusques et très fortement inclinées, s'orientant parallèlement à la chaîne du

Gros Cerveau, c'est-à-dire à une ligne directrice du grand pli couché. De plus, et sans vouloir ici trop longuement insister, on voit très bien, une fois ces plis tracés, s'accuser, d'après les cotes comparées des affleurements, des ondulations perpendiculaires, l'une anticlinale, passant par le sommet du plateau et par celui du Vieux-Beausset, la seconde, synclinale, suivant en partie le ravin de Gavari, et la troisième sur le bord ouest de l'îlot. La vallée du Grand Vallat représente très nettement, d'après les pentes des couches sénoniennes, une seconde ondulation synclinale plus accusée. »

J'ai tenu à transcrire ici cette longue citation pour montrer avec quelle minutie les formes structurales du lambeau du Beausset avaient été examinées par M. Bertrand. Cette idée du plissement posthume, combattue par E. Fournier qui voyait là un artifice pour expliquer la faiblesse de certains arguments en faveur de la nappe, est, en réalité, rigoureusement exacte. Au cours de mes travaux, j'ai analysé les principaux faits qui y conduisent. L'interprétation de ces faits m'a amené à émettre une hypothèse sur la mise en place du lambeau.

M. Bertrand a, en outre, observé un accident vertical qui affecte à la fois les terrains charriés et l'autochtone (1887 c).

b. *Le lambeau d'après É. Haug.*

É. Haug confirme point par point les idées déjà émises par M. Bertrand. Cet auteur précise toutefois quelques détails de structure, notamment le déplacement du noyau anticlinal sur une surface de charriage qui sectionne le pli couché obliquement à sa base, et l'existence, au Sud (barre de l'Abus, Banon), d'un repli anticlinal secondaire dans le flanc inverse du pli couché.

La surface de charriage serait, d'après É. Haug, peu déformée par les plissements postérieurs (1925, coupe 25). De plus, aucun accident vertical n'affecterait à la fois, le lambeau charrié et le substratum.

c. *Observations personnelles sur le lambeau du Beausset.*

La position tectonique d'ensemble du lambeau du Beausset ayant été parfaitement définie par M. Bertrand, je ne développerai pas ici les arguments qui militent en faveur du recouvrement. Cette notion paraissant fermement acquise, je me suis surtout attaché à définir :

- la structure du noyau anticlinal donnant la masse des terrains charriés;
- les rapports existant entre les formations en recouvrement et le soubassement autochtone

La structure du lambeau apparaît dans la disposition des flancs inverse et normal du pli couché (Infralias), ainsi que dans la constitution du noyau anticlinal (Trias moyen et supérieur).

Les rapports entre les terrains charriés et le soubassement crétacé sont définis :

- par la place qu'occupent, sur la surface de chevauchement, certains lambeaux de poussée plus ou moins déformés;
- par les déformations de substratum.

1^o STRUCTURE DU LAMBEAU TRIASIQUE ET INFRAIASIQUE

α. *Les terrains infraliasiques du flanc normal.*

L'Infralias de la Chapelle du Vieux-Beausset et de la Venturonne, reposant sur le Keuper, représente le lambeau le plus septentrional du flanc normal du pli couché. Le Rhétien et l'Hettangien qui le constituent ne révèlent aucun indice de réduction de puissance par étirement. Leurs bancs, en position subhorizontale sur l'axe la Chapelle-la Venturonne parallèle à la ligne de contact anormal de la bordure orientale du lambeau, plongent faiblement vers l'Ouest en direction de la bastide Imbert. Un peu plus loin à l'Ouest, dans le mamelon 227,8, les calcaires rhétiens, affectés d'un mouvement synclinal, reposent sur le Keuper.

L'Infralias de la partie septentrionale du lambeau du Beausset dessine donc un anticlinal à large rayon de courbure, doublé à l'Ouest par un synclinal. La direction des deux plis est NW-SE.

À l'extrémité sud-orientale de l'îlot charrié existent les deux lambeaux infraliasiques de la barre de l'Abus et de la source de Banon. Ceux-ci, séparés par une bande anticlinale de calcaires mésotriasiques et de cargneules du Keuper, appartiennent aussi au flanc normal du pli couché. Leur position tectonique est démontrée d'une manière indubitable par la superposition normale, au nord de la barre de l'Abus, des calcaires rhétiens aux marnes et cargneules du Keuper.

Ces lambeaux ont une structure extrêmement tourmentée. Pour en suivre les déformations nous partons d'une coupe relativement simple relevée dans la partie médiane de la colline de l'Abus (fig. 67 b).

Sur le Keuper qui gît au Nord dans la hauteur de Liataud repose le Rhétien faiblement incliné au Sud. Les calcaires mésotriasiques, après une brusque accentuation de leur pendage, se redressent contre une faille qui les met en contact avec les calcaires et les dolomies hettangiennes d'un deuxième synclinal (celui de la barre de l'Abus). Ce dernier, présentant ses deux flancs évasés, repose sur un banc de calcaires à Hippurites, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal inclinée de 30 à 35° au Nord.

Les terrains infraliasiques de la barre de l'Abus et de la hauteur de Liataud, dessinent donc un double synclinal. La bande septentrionale reposant sur le Keuper de l'îlot triasique s'appuie, par un contact faillé, sur la bande méridionale, elle-même poussée par les calcaires à Hippurites. Le brusque redressement des couches rhétiennes de part et d'autre de la faille résulte d'un rebroussement des terrains au sein d'un synclinal unique comprimé latéralement.

Sur toute la longueur des lambeaux infraliasiques de l'extrémité sud-orientale du lambeau du Beausset, nous retrouvons ce dispositif tectonique caractérisé essentiellement par un double repli synclinal.

À l'Ouest, la bande synclinale septentrionale, qui se prolonge seule jusqu'au vallon de Fontvive, se termine en un pli à charnière serrée, coïncé latéralement entre les couches crétacées fortement inclinées au Nord et le Trias subvertical (fig. 67 a). Sur les pentes conduisant jusqu'aux escarpements de la barre de l'Abus, le synclinal méridional, raboté à sa base, présente, par la forme des biseaux, des indices d'un déplacement vers le Sud.

À l'Est, les deux bandes synclinales de la colline de l'Abus se terminent contre les calcaires mésotriasiques de la colline 355,8. Ce Trias, sur lequel repose, à l'Ouest, le Rhétien, se renverse à l'Est sur les terrains infraliasiques du lambeau de la source de Banon. Il occupe le noyau d'un anticlinal qui affecte secondairement le lambeau charrié.

Les affleurements infraliasiques de la source de Banon (calcaires en plaquettes du Rhétien; calcaires en gros bancs et dolomies blanches de l'Hettangien) appartiennent à deux replis synclinaux qui se chevauchent vers l'Est (fig. 67 c). Le pli occidental, sur lequel s'appuie le Trias de la colline 355,8, est formé de deux flancs de calcaires rhétiens et d'un noyau de calcaires compacts hettangiens; le synclinal oriental, incomplet, n'est représenté que par son flanc est, calcaire et dolomitique. Ce dispositif, reposant à l'Est sur les couches à Turritelles du Campanien, s'interrompt, au Nord et au Sud, sur des accidents qui affectent à la fois les terrains en recouvrement et leur soubassement.

Dans cette position, le lambeau infraliasique apparaît nettement décalé vers l'Est par rapport à celui de la barre de l'Abus. Ce déplacement, observé sur le front du noyau anti-

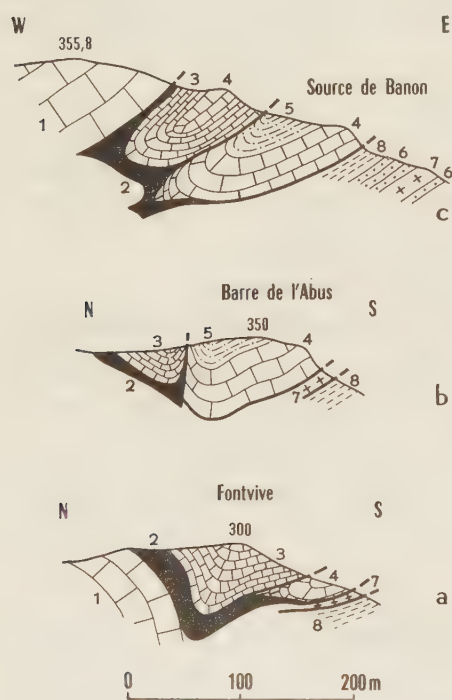


FIG. 67. — Lambeau du Beausset : Infralias de la série normale (barre de l'Abus et source de Banon)

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Calcaire en plaquettes rhétiens. — 4. Calcaires compacts blancs. — 5. Dolomies hettangiennes. — 6. Santonien marno-gréseux. — 7. Calcaires à Hippurites du Santonien supérieur. — 8. Campanien saumâtre et lacustre.

clinal triasique de la colline 355,8, s'accompagne, dans le substratum, d'un décalage d'amplitude égale des terrains supracrétacés. Ainsi, un lambeau du flanc normal du pli couché du Vieux-Beausset et les couches crétacées qui le supportent ont été le siège de déformations qui auraient eu pour origine la poussée exercée par une masse de calcaires mésotriasiques (355,8) en mouvement vers l'Est. C'est d'ailleurs à une avancée, plus grande dans cette direction, du massif triasique 320,1 que l'on doit la brusque interruption, au Nord, des affleurements infraliasiques. En l'absence de témoins jurassiques, le déplacement du massif triasique septentrional se traduit dans le substratum par le décrochement des couches supracrétacées à l'ouest des Pères.

Les témoins infraliasiques du flanc normal du pli couché du Beausset révèlent deux types de déformations ne se produisant pas sur des axes et dans des directions parallèles à celle de la racine de la nappe.

La large ondulation anticlinale de l'affleurement nord (la Chapelle, la Venturonne) s'oriente NW-SE. Quant au plissement du lambeau infraliasique de la source de Banon, il révèle une poussée ouest-est, orthogonale à celle qui a engendré l'anticlinal du Gros Cerveau. Seuls les accidents de la barre de l'Abus présentent une direction parallèle à celle des plis nord-toulonnais.

β. Les terrains infraliasiques du flanc renversé.

Dans le secteur sud-ouest de l'îlot du Vieux-Beausset (le Canadeau), le Muschelkalk, en position subhorizontale, constitue la formation la plus ancienne d'une série renversée comprenant le Trias et l'Infralias (fig. 68).

Au Grand Canadeau, le Rhétien et les dolomies infraliasiques forment le soubassement du Trias de la colline 276,6. S'affaissant sous la masse triasique, ces terrains se relèvent sur les bords nord, ouest et sud du relief, où ils donnent, surtout au Nord et à l'Ouest, de larges affleurements.

Au Sud, l'Hettangien repose directement sur les marnes sableuses du Santonien.

À l'Ouest et au Nord, l'Hettangien s'appuie sur les couches supracrétacées d'un lambeau de poussée qui s'intercale entre le soubassement et les terrains charriés.

Au Nord-Est, l'Infralias replié sur lui-même disparaît sous une bande de Keuper, en bordure du Muschelkalk de la Migoua.

À l'Est, les couches rhétiennes affectées de quelques plis écaillés, à la faveur desquels affleure l'Hettangien, disparaissent sous le Keuper. Les couches infraliasiques renversées apparaissent, au nord du col de Canadeau (entre la source de Tassy et la Mame) dans un nouveau dispositif rappelant en tous points le précédent.

Sortant sous le Trias du col du Canadeau, le Rhétien et l'Hettangien se relèvent vers le Nord. Sur les pentes nord-occidentales de la colline 281,0, on voit ces formations reposer sur une lame de calcaires à Hippurites. Mais, par suite d'un écaillage qui a affecté à la fois l'Infralias et les calcaires récifaux supracrétacés, les dolomies hettangiennes réapparaissent sous ces derniers terrains à la Jouvenale (fig. 68 a).

Au Nord-Est, les calcaires et dolomies infraliasiques se repliant énergiquement, comme à l'ouest de la Migoua, disparaissent, en position verticale, sous le Keuper de la Mame.

Ce dispositif nous éclaire sur les actions tectoniques auxquelles ont été soumises les couches infraliasiques de ces séries renversées :

— *poussées du Sud vers le Nord*, elles ont progressé sur des terrains supracrétacés qui se sont, soit repliés sous elles (col du Canadeau), soit dédoublés par écaillage (la Jouvenale);

— *comprimées latéralement vers le Nord-Est*, elles se sont, en outre, repliées secondairement; dans les deux cas, le plissement a donné une lame plongeante de Rhétien qui disparaît en s'effilant, sous le Keuper.

γ. Le noyau triasique du pli couché du Vieux-Beausset.

Des levés détaillés au 20 000^e du lambeau du Beausset m'ont permis de distinguer deux domaines triasiques se rattachant, l'un à la série renversée infraliasique, l'autre à la série normale.

Au premier appartiennent les lambeaux de Muschelkalk du Grand Canadeau, de la colline 287,0, de la Chiquète et du vallon du Gas; le second comprend tous les terrains triasiques du reste

du massif. On passe de l'un à l'autre de ces domaines dans les collines de Guibert. En ce point, on voit naître une surface de discontinuité qui se développe en arc de cercle vers le Nord-Ouest jusqu'au vallon du Gas. Au sud-ouest de cet accident, le compartiment des séries renversées apparaît surélevé par rapport à l'autre.

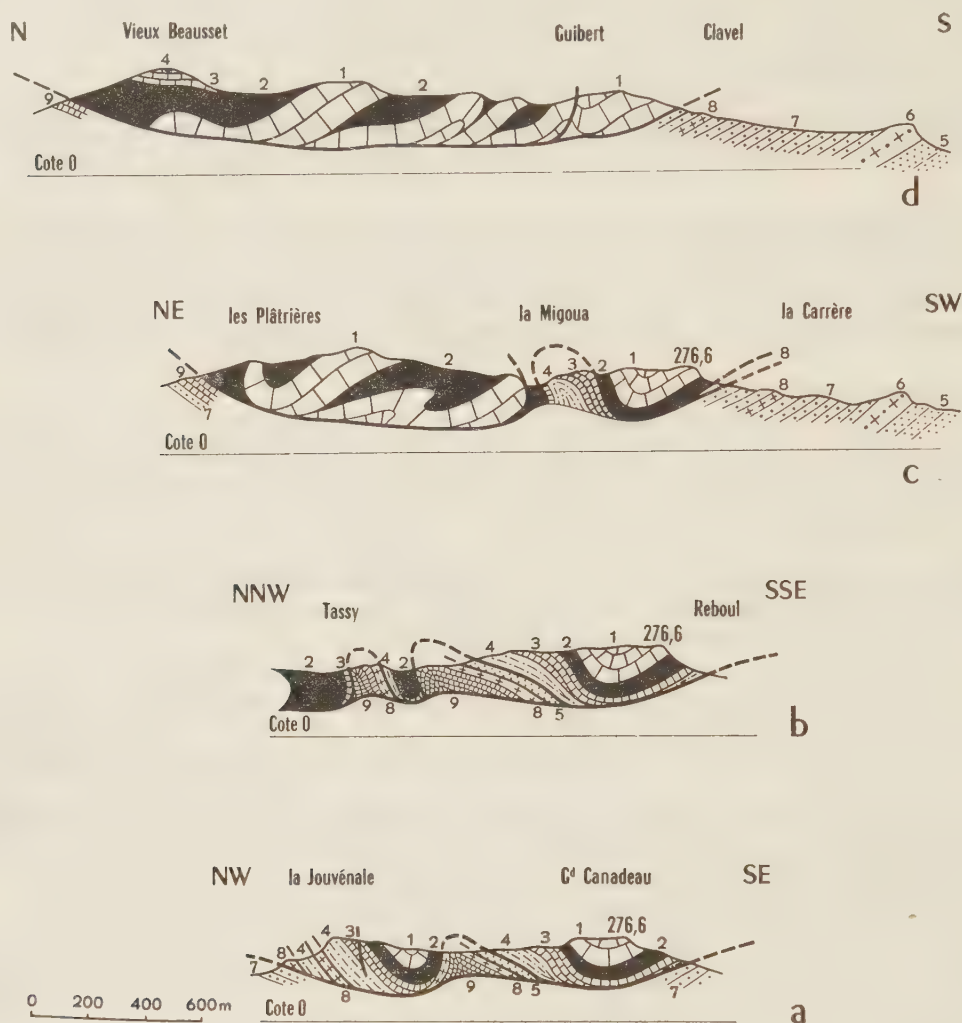


FIG. 68. — Lambeau du Beausset : coupes à l'ouest de Fontive

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Hettangien. — 5. Turonien sableux. — 6. Turonien récifal. — 7. Sénonien marno-gréseux. — 8. Calcaires à Hippurites du Sénonien. — 9. Campanien.

Dans le secteur sud-ouest (zone des séries infraliasiques renversées), le Muschelkalk occupe deux positions bien distinctes.

À l'est du Canadeau, le Trias moyen coiffe la colline 276,6 ; au Nord, il flaque la butte 281,0 sur son versant méridional. Dans les deux cas, il présente une allure synclinale peu accentuée.

Le lambeau de la Mame et du Val du Gas, ramené au niveau du Trias du secteur nord-oriental, affecte la forme d'un synclinal décollé qui chevauche au Nord-Est les formations méso et supratriasiques de Gavarry.

Dans les secteurs nord-est et est (zone des séries infraliasiques normales), les affleurements mésotriasiques se disposent sur des lignes en arc de cercle à concavité ouverte au Nord-Est. Ces alignements de massifs calcaires, convergents vers le Sud-Est (hauteur de Liataud et promontoire de la source de Banon), s'écartent en éventail, au Nord-Ouest.

La bande méridionale comprend les affleurements de la colline 355,8, de Guibert, de la Migoua et de Gavarry; la bande médiane englobe les collines 361,6, à l'ouest de Pibernon, et la barre calcaire de la Tour, au nord d'Imbert; la bande septentrionale, parallèle au bord nord-est du lambeau, renferme les hauteurs de Brémond (320,1), de Gailieux et des Plâtrières.

Les calcaires mésotriasiques de ces différentes unités affectent la forme de lames anticlinales écaillées chevauchantes vers le Sud ou l'Ouest (bandes méridionale et médiane), ou vers le Nord-Est (bande septentrionale) [fig. 68 c et d.]

Dans le secteur de la source de Banon, le décalage longitudinal de ces lames calcaires décroche un lambeau infraliasique qui se plisse sous la poussée; en même temps, le substratum supracrétacé, qui réagit fortement, subit des déformations de même ordre que celles affectant les terrains charriés. À l'ouest des Plâtrières, la lame anticlinale septentrionale s'ennoie sous le Trias et l'Infralias du Vieux-Beausset et de la Venturonne, déterminant dans ces derniers terrains le plissement anticlinal décrit ci-dessus.

Le noyau triasique du pli du Vieux-Beausset se présente ainsi affecté de nombreux accidents. Ces déformations sont postérieures à la mise en place du lambeau charrié, ainsi que le prouvent, dans le secteur de la source de Banon, les accidents dus à un déplacement, vers l'Est, des lames anticlinales écaillées. Le raccordement, dans la hauteur de Liataud, du Trias de la série normale avec celui de la série renversée s'identifie avec la charnière du pli couché. Celle-ci, tournée vers le Nord-Est, appartient à un anticlinal issu du Sud-Ouest et couché vers le Nord-Est.

2° RAPPORTS ENTRE LE LAMBEAU CHARRIÉ ET LE SOUBASSEMENT AUTOCHTONE

a. Le soubassement autochtone.

Tout autour du lambeau de Beausset affleurent les formations du Crétacé supérieur représentées par le Santonien marin (marnes sableuses et grès avec intercalation d'un banc à Hippurites; couches à *Ostrea galloprovincialis*) et le Campanien inférieur et moyen (couches à Turritelles et Valdonnien).

Ces formations sont très irrégulièrement réparties le long du contact anormal qui les sépare des terrains en recouvrement.

Le Campanien autochtone n'affleure largement que sur la bordure sud-orientale du lambeau. Représenté par les couches à Turritelles très fossilifères, il supporte, soit directement (promontoire de Banon), soit indirectement, avec interposition d'un banc renversé de calcaires à Hippurites (barre de l'Abus), l'Infralias plissé du flanc normal. Ailleurs, les couches saumâtres et lacustres du Campanien autochtone n'affleurent qu'en trois endroits : deux sont situés sur le bord du lambeau (plâtrières du Vieux-Beausset et Val du Gas); le troisième, accompagné de Sénonien marin, apparaît à l'intérieur même du lambeau, à la faveur d'un regard ouvert dans les marnes du Keuper : c'est la *fenêtre du Rouve* dont la découverte fut considérée par M. Bertrand comme un argument décisif en faveur du recouvrement. Dans la série santonienne marno-sableuse et gréseuse, on observe la disparition des calcaires à Hippurites au nord d'une ligne reliant la Bastide des Pères à la Jouvenale. Ceux-ci, réapparaissant dans le quartier de la Rouvière, au nord de la route du Beausset à Bandol, se développent largement dans les collines du Castellet et de La Cadière. Ainsi que le prouve l'absence de cet horizon récifal à l'est de la colline du Vieux-Beausset, où la série supracrétacée est complète, cette disparition est stratigraphique et non tectonique.

La ligne de contact anormal qui délimite le lambeau oscille entre la cote 260, à l'Est (Vieux-Beausset et Brémond), et 150, à l'Ouest (Val du Gas). Le soulèvement des grès santoniens jusqu'à la cote 280 dans les hauteurs des Escarnières est dû à un contact anormal vertical qui accidente secondairement le bord oriental de l'îlot triasique.

Le plongement général des bancs du soubassement vers un axe incliné au Sud-Ouest, en direction du Grand Vallat, détermine une cuvette en fond de bateau dans laquelle se trouvent réunies les formations infraliasiques et triasiques du lambeau charrié. Contrairement aux observations de É. Haug (1925, p. 187), la surface de cette cuvette a subi des déformations qui montrent une certaine dépendance avec celles des couches triasiques et infraliasiques. J'ai déjà cité les acci-

dents de bordure de la source de Banon et des hauteurs des Escarnières. Mais d'autres déformations dues au déplacement des masses triasiques sont encore observées. Tels sont, par exemple, les bombements du soubassement autochtone accompagnant, dans le quartier du Grand Canadeau, les lambeaux de poussée supracrétacés qui se plissent sous l'action des terrains chevauchants (fig. 68).

β. *Les lambeaux de poussée supracrétacés.*

Marcel Bertrand a décrit avec précision, au contact du lambeau charrié et du soubassement, une série crétacée renversée représentée, au Grand Canadeau, par :

- des calcaires noduleux, fortement écrasés et spathisés, d'âge indéterminé;
- des sables blancs quartzeux (Turonien);
- une barre de calcaires à *Vaccinites giganteus* (Turonien-Coniacien);
- des couches délitables masquées;
- des calcaires à Hippurites (Santonien);
- des calcaires noduleux à Foraminifères et des couches à *Ostrea galloprovincialis* (Santonien supérieur).

Ces terrains reposent, par contact subhorizontal, sur une série sédimentaire normale appartenant au Santonien et au Campanien. On note, en effet, de haut en bas, des couches à Turritelles avec intercalations ligniteuses, des bancs à *Ostrea galloprovincialis* et, au-dessous, les marnes sableuses et les grès santoniens renfermant un banc de calcaires à Hippurites.

M. Bertrand a encore reconnu la présence d'une lame renversée de calcaires à Hippurites et de couches à *Ostrea galloprovincialis*, sous l'Infralias de la barre de l'Abus.

É. Haug reprenant l'étude du lambeau a signalé en outre sur le versant nord-est de la colline du Canadeau un autre affleurement crétacé, qu'il considère comme une partie du soubassement, visible à la faveur d'un regard ouvert dans le Trias.

Mes observations complétant celles des anciens auteurs, m'ont permis de décrire quelques vestiges de la série renversée comme des lambeaux de poussée, coincés dans les accidents plissés ou écaillés qui affectent les terrains en recouvrement.

Une coupe sud-nord passant par les collines 276,6 et 281,0 fait apparaître dans les terrains triasiques et infraliasiques un double repli synclinal (fig. 68 a).

Le pli méridional (colline 276,6) entrant en contact par son flanc sud, avec le Crétacé du soubassement, nous devons considérer comme un lambeau de poussée la série renversée du Grand Canadeau. Celle-ci se prolonge, sous l'Hettangien, jusque sur l'autre versant de la colline où elle disparaît sous le Keuper du vallon de la Migoua. Dans ce dernier secteur, nous observons, sur le Fuvélien signalé par É. Haug, la présence d'une série renversée comprenant des calcaires à Hippurites santoniens, des sables et grès blancs turoniens et des calcaires gris azoïques pouvant appartenir soit à l'Aptien, soit au Cénomani.

La retombée anticlinale des terrains triasiques et infraliasiques, au nord du col du Canadeau, s'accompagne d'une chute brutale des couches supracrétacées (calcaires à Hippurites et bancs à Turritelles) du lambeau de poussée (fig. 68 a). Ce dernier, subissant ainsi les mêmes déformations que les terrains qui cheminent sur lui, se plisse au-dessus de la surface de chevauchement, laquelle se soulève légèrement. Au nord de cet accident, une lame de Campanien plissé perce le Keuper.

Sur le chemin qui conduit à la Mame, à l'est du col du Canadeau, apparaît un lambeau de Crétacé recouvert par l'Hettangien de la colline 281,0 et le Keuper de la Fontaine-Tassy. Le Campanien et les calcaires à Hippurites qui affleurent ici, se présentent en série renversée, comme dans le dispositif du Canadeau. Coincés entre le synclinal de la colline 281,0 et celui de la Mame, ces terrains se présentent comme un fragment de la série renversée qui aurait été incorporé dans la nappe (fig. 68 b).

Sur le versant nord-ouest de la colline 281,0, j'ai déjà signalé le dédoublement par écaillage d'un bloc charrié constitué par une lame de dolomies hettangiennes et un banc de calcaires à Hippurites.

Ce dispositif observé à la base du lambeau de recouvrement du Beausset illustre encore davantage certaines réactions communes que présentent deux éléments issus d'unités tectoniques différentes (nappe et lambeau de poussée).

Ainsi, entre la surface de chevauchement déformée et les terrains en recouvrement s'intercalent des lambeaux supracrétacés arrachés au flanc inverse du pli couché. Ceux-ci s'incorporent à la nappe et réagissent avec elle à des poussées orientées Sud-Nord. Leur plissement, correspondant aux déformations qui affectent les terrains charriés postérieurement à leur mise en place, résulte donc d'actions tectoniques tardives.

RÉSUMÉ. — Ainsi constitué, le lambeau du Beausset représente le noyau d'un anticlinal couché vers le Nord-Est.

La poussée SW-NE, génératrice du recouvrement du Vieux-Beausset, a un sens qui est déterminé par l'orientation générale NW-SE des accidents qui affectent le Muschelkalk de la partie septentrionale de l'îlot. Cependant, au Sud, les lignes directrices des accidents s'orientent parallèlement au pli du Gros Cerveau. Mais le plissement et l'écaillage des terrains charriés s'effectuant, ici, dans une direction oblique à celle du pli primitif (flancs normal et renversé et noyau soumis aux mêmes poussées), on peut conclure que *le pli couché a été soulevé sur son bord méridional postérieurement à sa mise en place*. Le décalage longitudinal, vers l'Est, des lames anticlinales de la hauteur de Liataud montre, en outre, que les deux actions tectoniques définies ci-dessus ont continué à s'exercer simultanément, pendant un certain temps, sur la masse des terrains charriés.

2. Le Trias de Fontanieu et du Télégraphe.

Faisant face au lambeau du Beausset, à l'ouest de la dépression du Plan, les collines de Fontanieu s'élèvent au-dessus de la vallée jusqu'au point culminant du Signal du Télégraphe (altitude 323,8). La dépression longitudinale des Moulins, qui sépare ce relief de la crête des Hautes, est barrée à l'Ouest par les hauteurs de Maren. Celles-ci, franchissant à la cote 250 environ, le bord méridional du bassin du Beausset, relie directement le promontoire du Télégraphe aux collines de Bandol.

Au-dessus des terrains crétacés se détache ainsi un promontoire qui, par la forme de ses reliefs, montre une certaine dépendance avec les massifs triasiques du secteur de Bandol.

Ce lieu — celui de la mine de Fontanieu en particulier — a été rendu célèbre par les premières observations de M. Bertrand sur la tectonique de la région toulonnaise. C'est là, en effet, que fut découverte la clef de l'énigme du Beausset. Partant d'une série d'observations faites dans une galerie d'exploitation de lignite, M. Bertrand démontra que le Trias de Fontanieu repose anormalement sur le flanc renversé d'un synclinal crétacé ouvert vers le Nord (1887 c). Ce Trias qui s'enracine au sud de la terminaison occidentale du Gros Cerveau, dans les collines d'Entrechaux, représente donc bien le premier lambeau d'une masse chevauchante triasique, à laquelle se rattachent au Nord-Est les collines du Vieux-Bausset.

Cette théorie fut violemment combattue par H. Coquand et E. Fournier. D'après ces auteurs, le Trias de Fontanieu, appartenant à un pli à double déversement, s'enracinerait verticalement dans la dépression de la mine.

Alors que, dans le lambeau du Beausset, aucun doute ne peut subsister sur la position tectonique du Trias et de l'Infralias, ici, au contraire, l'évidence d'une telle anomalie se heurte à de singuliers détails de structure. Parmi ces derniers, on note en particulier la position affaissée du Trias de Fontanieu et le pendage très accentué des couches crétacées sur lesquelles s'appuie, au Nord-Est, le Keuper de la mine.

M. Bertrand et É. Haug expliquent l'affaissement du Trias par un plissement secondaire qui aurait affecté les terrains charriés et leur soubassement, postérieurement au chevauchement. Quant

à la subverticalité des bancs crétacés, très apparente au nord du hameau de Fontanieu, aucune interprétation n'en est donnée par ces auteurs. Les coupes que nous trouvons dans leurs publications semblent même indiquer que ces détails de structure avaient complètement échappé à leurs observations.

Reprenant les levés de mes prédécesseurs, j'ai surtout porté mon attention sur la signification exacte de ces couches subverticales qui présentent la particularité d'être discordantes (discordance d'origine tectonique) sur les terrains crétacés sous-jacents. Ces derniers appartiennent à la même série sédimentaire, mais ils sont en position normale (fig. 69 a).

La coupe de la colline de Fontanieu, relevée dans le quartier de la mine, met bien en évidence le chevauchement, par le Trias, d'un synclinal couché ouvert au Nord. M. Bertrand en a donné une représentation devenue désormais classique, que je rectifierai pour en aménager seulement quelques détails.

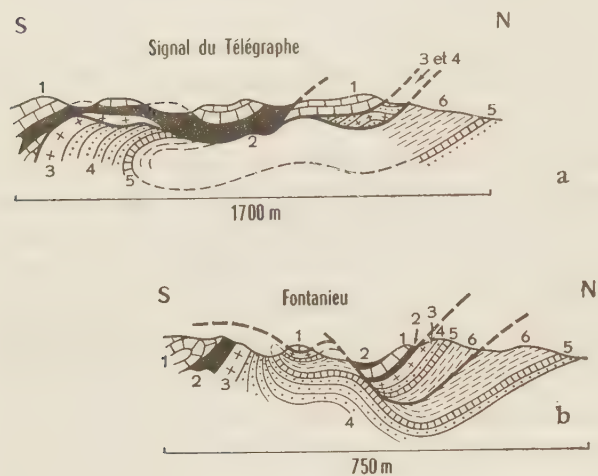


FIG. 69. — Chevauchement triasique du Télégraphe et de Fontanieu

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Calcaires à Hippurites santonien. — 4. Santonien marno-gréseux. — 5. Campanien saumâtre. — 6. Campanien lacustre (Valdonnien et Fuvélien).

forme largement ondulée. Plongeant d'abord au Nord, il se redresse ensuite, sans solution de continuité. Sur le versant septentrional de la colline de Fontanieu, il se développe largement, donnant la masse principale du soubassement du promontoire de la Croix-du-Signal.

Le *flanc renversé*, sur lequel reposent des lambeaux de Trias, est formé d'une série supracrétacée comprenant, à Fontanieu même : grès et calcaires spathiques jaunes et roux, calcaires à Hippurites du niveau de La Cadière, calcaires et marnes sableuses à Lacazines, couches à *Ostrea galloprovincialis*, couches saumâtres à Turretelles, calcaires et calcaires marneux lacustres (Valdonnien, Fuvélien).

Dans la colline 180,1, la série renversée, formée seulement de Campanien saumâtre, de couches à Huîtres et de calcaires à Hippurites, recouvre le Valdonnien du noyau syndinal. Les calcaires à Hippurites, séparés des terrains sous-jacents par une surface de contact anormal, apparaissent comme un lambeau de refoulement coincé entre le syndinal supracrétacé et le Trias.

Sur le versant nord de la colline 180,1, les formations supracrétacées de la série renversée accusent une chute brutale avant de disparaître par étirement au contact du Trias.

Jusqu'au milieu du promontoire qui prolonge, vers le Sud-Est, la colline de Fontanieu, le Trias repose directement sur les assises à *Ostrea galloprovincialis* de la série normale, marquant ainsi une nette interruption de la série renversée.

À partir d'un point situé sur l'arête du Grand Moulin, on voit le Trias s'élever au-dessus des couches à *Ostrea galloprovincialis* de la série normale. La limite septentrionale des affleurements triasiques continue à suivre, vers le Nord-Ouest, la crête de la colline de Fontanieu, tandis que les couches à Huîtres et à Turretelles s'en écartent vers le Nord. Dans l'espace qui se développe alors entre le sommet des formations crétacées à Hippurites du flanc normal et le Trias prennent place les terrains lacustres de la partie supérieure de la série normale, ainsi que les couches santonniennes et campaniennes d'une série renversée qui fait, ici, sa réapparition.

Dans ce dispositif, le Trias charrié est affecté d'un plissement secondaire. L'arête du syndinal triasique venant au contact des couches à Huîtres du soubassement autochtone, on peut assimiler la bande de terrains renversés, contre laquelle s'appuie le Trias de Fontanieu, à un *lambeau*

de poussée, arraché au flanc inverse du pli couché supracrétacé et refoulé vers le Nord sur les terrains du flanc normal.

Ce lambeau de poussée, seulement constitué à l'extrémité orientale de la colline de Fontanieu par des calcaires valdonniens, se complète, au Nord-Ouest, par des couches à Turritelles et à Huîtres, un banc de calcaires à Hippurites et des formations gréseuses et spathiques jaunes et rousses. Au nord et au nord-ouest de Fontanieu, sur le versant sud de l'arête qui s'élève jusqu'à Pibarnon, le Santonien marin comprend en outre des calcaires noduleux à Lacazines s'intercalant entre les couches à Huîtres et la barre récifale. À 500 mètres au nord-ouest du hameau de Fontanieu, le Santonien marin disparaît. Mais, jusqu'à Pibarnon, la position renversée des terrains rencontrés sur le front du Trias est confirmée par la présence, au contact de ces derniers terrains, de quelques lambeaux de calcaires gréseux roux santoniens et de marnes à Turritelles.

Au fur et à mesure que se développe de l'Est (Fontanieu) vers l'Ouest (Pibarnon) le lambeau de poussée, on observe un redressement progressif des couches crétacées du flanc inverse, alors que celles du flanc normal conservent le même pendage de 25 à 30° Sud. Une discordance angulaire d'origine tectonique, soulignée par une zone de broyage, sépare les deux séries. Ainsi se précise la notion de lambeau de poussée à laquelle je suis arrivé par l'étude du chevauchement triasique à l'extrémité orientale des collines de Fontanieu.

À l'ouest de Pibarnon, sur 400 mètres environ, on ne trouve plus trace de la série renversée refoulée sur le synclinal campanien. Mais la réapparition, sur le versant occidental du promontoire du Télégraphe, d'un fragment décollé de Crétacé supérieur marin (calcaires à Hippurites et calcaires noduleux à Lacazines) et de Campanien montre que le lambeau de poussée du dispositif tectonique de Fontanieu disparaît localement ici sous les terrains triasiques chevauchants (fig. 44 a).

À l'exception des deux petits lambeaux observés sur la crête de la colline 180,1, toute la masse triasique chevauchante du Télégraphe et de Fontanieu ne forment qu'un seul affleurement.

Le plan de chevauchement sur lequel a été refoulé le Trias présente des ondulations qui s'accroissent à l'Est.

Dans les collines du Télégraphe, le Trias franchit la crête de Maren à la cote 240 environ; il descend ensuite jusqu'au niveau 180 et vient se terminer, au Nord, sur la courbe 280. Les terrains refoulés comprennent essentiellement une série renversée de Keuper et de Muschelkalk. La dalle de calcaires mésotriasiques, divisée en lambeaux de forme synclinale, repose sur une assise continue de Keuper. Le dédoublement du Trias, sous le Signal du Télégraphe, fait apparaître une deuxième barre du Muschelkalk, coincée entre la masse chevauchante principale et le Crétacé du lambeau de poussée. Ces calcaires triasiques, fossilifères, avaient été rapportés à l'Infralias par É. Haug.

À Fontanieu, la surface de chevauchement déprimée dessine un sillon étroit et profond dans lequel s'enfonce le Trias. Celui-ci, prolongeant vers l'Est la série triasique renversée des hauteurs de la Croix du Signal, comporte en outre, autour du hameau de Fontanieu, un lambeau de Keuper en position normale, sous lequel le Muschelkalk se replie en un synclinal aigu. Ce pli présente un flanc nord redressé (70° Sud). Succédant aux terrains triasiques, on trouve, au Nord, les couches supracrétacées du lambeau de poussée, inclinées dans la même direction et avec le même pendage. Le flanc méridional, en grande partie caché par les alluvions et les éboulis de pentes, se réduit en une lame de Muschelkalk qui se termine en biseau, à l'Est. Une faille souligne la dénivellation du Trias du hameau de Fontanieu par rapport à celui de la colline 180,1.

À l'est du hameau de Fontanieu, le Keuper renversé et celui en position normale se rejoignent dans une apophyse de marnes irisées et de cargneules poussée sur les terrains crétacés de la crête 122,8. Entre ces deux affleurements de Trias supérieur, qui se développent, l'un sur la colline de la Mine, l'autre sur le versant nord-oriental du promontoire 180,1, sort la lame de Muschelkalk de l'ancienne mine. Ce banc calcaire, plaqué contre les formations crétacées du lambeau de poussée, apparaît comme une dalle dont la mise en place fait intervenir un déplacement « à contre-pente » des terrains refoulés. Ce banc de calcaires mésotriasiques s'affaissait au Sud pendant qu'il progressait au Nord sur les terrains redressés du lambeau de poussée.

Le lambeau de recouvrement triasique de Fontanieu présente ainsi des déformations qui dépendent de celles du soubassement crétacé.

Mais les couches triasiques, accompagnées d'un lambeau de poussée supracrétacé qui réagit comme elles, n'apparaissent pas comme un élément tectonique passif qui se serait déformé sur place, sans autre manifestation que celle d'épouser les formes plus ou moins tourmentées du soubassement. Continuant à subir l'action de la poussée tangentielle génératrice de la nappe, ces terrains ont poursuivi leur cheminement vers le Nord, jusqu'au moment où, glissant sur un plan incliné, ils se sont détachés du reste de la nappe, s'immobilisant enfin dans une position que règle leur propre poids.

Les terrains triasiques du Télégraphe et de Fontanieu, en recouvrement sur le Crétacé du bassin du Beausset, appartiennent à une lame écailleuse issue du noyau d'un pli anticlinal enraciné au sud des collines de Maren (nous avons vu plus haut que ces terrains se raccordent au Trias interne des collines de Bandol).

L'évolution tectonique de la masse triasique chevauchante se déroule en plusieurs phases qui s'inscrivent dans les déformations de la nappe et du substratum.

En premier lieu s'effectue la mise en place d'une grande masse de terrains triasiques, par éjection, vers le Nord, d'une lame écailleuse appartenant au noyau anticlinal du pli septentrional de la cuvette de Bandol. Sous la poussée de la masse chevauchante, le Crétacé supérieur de la bordure méridionale du bassin du Beausset se plisse en donnant un synclinal aigu couché au Nord.

Au cours d'une phase ultérieure, le bord méridional du bassin du Beausset se soulève et, avec lui, la masse chevauchante triasique.

Il en résulte alors un plissement secondaire du synclinal crétacé. Mais la nappe, continuant à progresser vers le Nord sous l'action même des poussées qui donnent naissance au pli du Gros Cerveau, se déforme et se plisse, puis se rompt localement sur des plans inclinés, en pente dans le sens de la poussée. Dans sa chute, le Trias chevauchant entraîne un lambeau de flanc inverse du pli couché. Celui-ci, réagissant désormais avec les terrains refoulés, prend la forme d'un lambeau de poussée s'intercalant entre le flanc normal du synclinal crétacé et la masse triasique chevauchante.

Finalement, le lambeau triasique, désolidarisé de la nappe (Fontanieu), se stabilise dans une position d'équilibre que règle son propre poids.

Nous constatons, ici encore, l'action simultanée, au cours des dernières phases du chevauchement, de la poussée tangentielle qui engendre la nappe et du soulèvement qui provoque les déformations du soubassement.

Mais, contrairement à ce qui a été observé dans le lambeau du Beausset, ces actions s'exercent, ici, dans une même direction SSW-NNE. Cette conformation identique de la nappe et des terrains chevauchés confirmerait, si le lambeau triasique du Télégraphe et de Fontanieu était complètement isolé, le voisinage immédiat de la racine des masses de refoulement.

3. Les lambeaux triasiques du Castellet.

Les collines du Castellet, essentiellement constituées de Sénonien marin, portent sur leur versant sud, un large affleurement de Campanien lacustre (Valdonnien et Fuvélien).

Sur ces derniers terrains, affectés de quelques ondulations, on observe deux lambeaux de Trias, l'un formant l'extrémité orientale du mamelon 291,4, à l'est du Castellet, l'autre s'avancant en promontoire au-dessus de la dépression de la Rouvière.

Ces deux masses de terrains triasiques sont indéniablement en superposition anormale sur le Campanien. Elles représentent des témoins avancés de la nappe à laquelle appartiennent le lam-

beau du Vieux-Beausset et les recouvrements du Télégraphe-Fontanieu. Leur position dans des replis du Campanien les a protégées de l'érosion.

Le lambeau de la colline 291,4 comprend des marnes bariolées et des cargneules du Keuper, accompagnées de quelques fragments de dolomies infraliasiques et de calcaires rhétiens. Ses dimensions sont réduites : 150 mètres de long sur 30 mètres de large. L'autochtone est le Fuvélien.

Le lambeau de la Rouvière couvre à peu près un hectare en bordure de la route conduisant au Castellet.

Les marnes bariolées du Keuper qui en constituent la base (5 à 6 mètres de puissance) supportent des cargneules (Keuper) et des calcaires noirs vermiculés (Muschelkalk). La série présente une disposition renversée; elle se raccorde ainsi parfaitement au Trias d'Imbert, à l'extrémité septentrionale du lambeau du Vieux-Beausset.

Sous les terrains en recouvrement, les assises crétacées se fragmentent, et les dalles qui se détachent du reste de la formation se disposent sans ordre dans une brèche à très gros éléments.

EN RÉSUMÉ, les recouvrements triasiques du Beausset, de Fontanieu, du Télégraphe et du Castellet présentent des traits communs de structure qui permettent de les réunir dans une même unité tectonique : le « *chevauchement du Beausset* ».

Les lambeaux charriés, constitués par des terrains triasiques et infraliasiques, représentent le noyau d'un anticlinal couché au Nord sur les terrains crétacés du bassin du Beausset.

L'absence, dans la masse des terrains refoulés, de couches plus récentes que l'Hettangien montre que l'ébauche du pli, lors du déclenchement du phénomène de chevauchement, devait être profondément érodée.

De plus, la localisation des couches infraliasiques sur le front du lambeau charrié (flot du Vieux-Beausset) confère à l'ensemble la forme d'un *noyau étranglé* issu du soubassement triasique du bassin de Bandol.

Mais la seule présence du Trias dans les terrains en recouvrement de Fontanieu et du Télégraphe montre en outre que la mise en place de ce noyau étranglé s'est faite par compression d'une lame anticlinale triasique entre les deux synclinaux de Bandol et du Beausset.

Après avoir constaté, dans les secteurs du Télégraphe et de Fontanieu, la concordance des accidents dus, d'une part, à la poussée tangentielle qui engendre la nappe et, d'autre part, au soulèvement de la bordure méridionale du bassin du Beausset, j'ai conclu que la masse principale des terrains charriés était issue du soubassement des collines de Bandol. C'est la conclusion à laquelle avait conduit l'étude du bassin de Bandol.

Cette hypothèse avait d'ailleurs été émise par G. Corroy, lors de la Réunion interuniversitaire de 1935. Dans une note inédite, on relève, en effet, sous la plume de mon maître : « Le pli couché est localisé dans une bande étroite entre le chaînon de Saint-Jean et la terminaison périclinale du Gros Cerveau, rive gauche du Grand Vallat. Partout ailleurs, à l'est comme à l'ouest de ce secteur, l'axe du pli est simplement déjeté ou déversé vers le Nord... En résumé, le Trias de recouvrement du Beausset ne correspond pas à un pli couché qui aurait passé par-dessus le chaînon du Gros Cerveau. Sa racine est située au sud des collines du Télégraphe et de Fontanieu ».

D. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DU BASSIN DU BEAUSSET ET DE SES RECOUVREMENTS

L'étude qui précède montre que le bassin du Beausset, dans ses parties méridionale et orientale, n'a cessé de réagir dans le cadre de l'orogénèse nord-toulonnaise.

Ainsi, dès la fin du Crétacé inférieur, la couverture commence à s'agiter, dans l'axe même du bassin du Beausset, par un exhaussement des terrains. Sur un promontoire émergé situé à l'Est se forme alors la bauxite.

Au Crétacé supérieur, pendant que le sol s'affaisse dans la zone septentrionale anciennement surélevée, une ride anticlinale, dans laquelle s'ébauchent les plis toulonnais, apparaît au Sud.

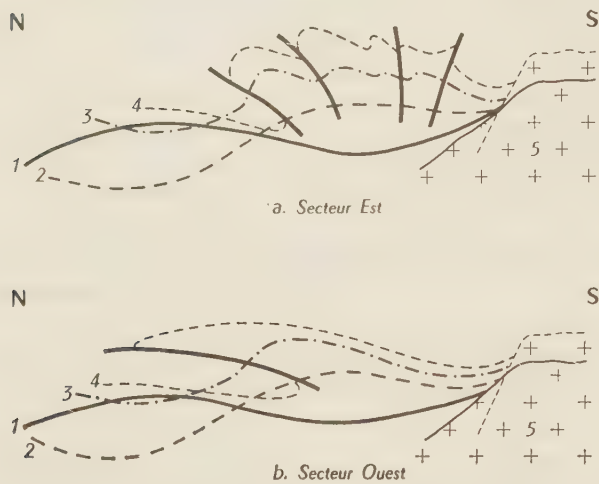


FIG. 70. — Les phases de l'orogénèse nord-toulonnaise, jusqu'au déclenchement du phénomène de recouvrement.

1. Fin du Crétacé inférieur. — 2. Début du Crétacé supérieur. — 3. Fin du Crétacé supérieur. — 4. Fin de l'Éocène.

Pendant ce temps, la tendance à l'émersion, observée à l'Aptien, continue à se manifester à l'Est (le Revest) après une courte interruption au Turonien inférieur. L'exhaussement du fond gagne enfin la partie occidentale du bassin d'où la mer est chassée au début du Campanien.

La poussée continuant à s'exercer, le bassin du Beausset vient s'emboutir (à l'Éocène) dans l'ébauche anticlinale méridionale qui réagit énergiquement. Dans les secteurs orientaux, profondément érodés sur de grandes surfaces, le pli embryonnaire nord-toulonnais se divise en *lanières* synclinales et anticlinales qui s'élèvent entre des failles et se chevauchent vers le Nord, par l'intermédiaire du Trias (fig. 70 a, 71 et 73). Dans les secteurs occidentaux, où la charnière d'un pli unique a été profondément érodée, une cassure longitudinale apparaît dans le plan axial de l'anticlinal (fig. 70 b et 72).

Le mouvement se poursuit toujours avec la participation active de la masse du bassin du Beausset. On voit alors s'élever davantage les compartiments écaillés de la zone plissée orientale, pendant que, dans le secteur occidental, le flanc nord de l'ébauche anticlinale, serrée dans un espace qui devient de plus en plus étroit, se plisse secondairement (Gros Cerveau). Mais le soulèvement des terrains dans le pli du Gros Cerveau, provoque, dans la masse en recouvrement, une déchirure qui se développe de l'Est vers l'Ouest, au fur et à mesure que le chaînon s'édifie. Le lambeau de Trias, détaché de sa racine, glisse alors vers le Nord pour donner le « *lambeau du Beausset* ». Celui-ci, demeurant solidaire du Trias de Fontanieu et des collines de Bandol, continue à progresser, sous l'action d'une poussée orientée SW-NE; mais, soulevé sur son bord méridional, il se plisse et s'écaille, accompagné dans ses déformations par le substratum.

Dans cette évolution tectonique, le bassin du Beausset paraît avoir joué un rôle actif. Mais la lourde masse du bassin du Beausset, en mouvement vers le Sud, sur une surface qui s'élève dans le sens de la translation, n'a pu se déplacer qu'à la faveur d'un transport assuré par un compartiment paléozoïque. Réagissant ainsi passivement à des mouvements de fond, le bassin du Beausset est venu s'emboutir dans l'ébauche du pli méridional considérablement allégé par l'érosion. Il s'est enfoui ensuite sous les terrains décollés de la région de Bandol qui, après avoir été éjectés, ont cheminé passivement sur lui.

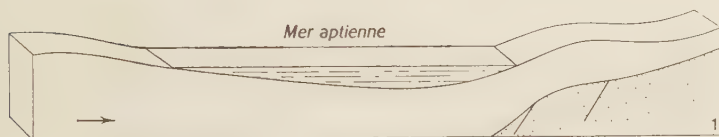
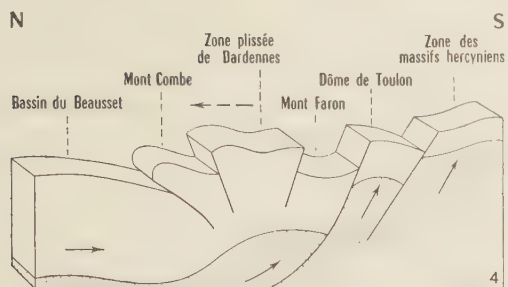


FIG. 71. — Évolution tectonique de la région toulonnaise : secteur au nord de Toulon

Grisé : Paléozoïque et grès bigarré. — Blanc : couverture sédimentaire, du Muschelkalk au Crétacé supérieur. — *Flèches en trait continu* : déplacement du socle paléozoïque et de la couverture non décollée. — *Flèches en trait discontinu* : déplacement relatif de la couverture sédimentaire décollée.

1. Fin du Crétacé inférieur. — 2. Début du Crétacé supérieur. — 3. Fin du Crétacé supérieur. — 4. Fin de l'Éocène (phase paroxysmale).

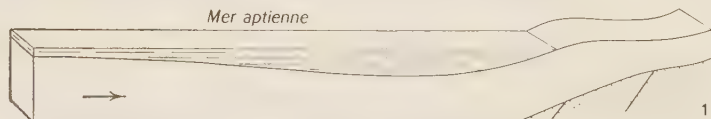
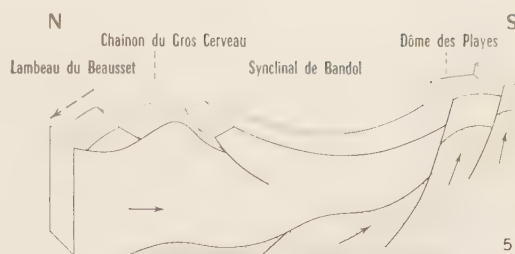


FIG. 72. — Évolution tectonique de la région toulonnaise : secteur de Bandol - Le Beausset (même légende que la figure 71)

1. Fin du Crétacé inférieur. — 2. Début du Crétacé supérieur. — 3. Fin du Crétacé supérieur. — 4. Début du paroxysme éocène. — 5. Fin du paroxysme éocène.

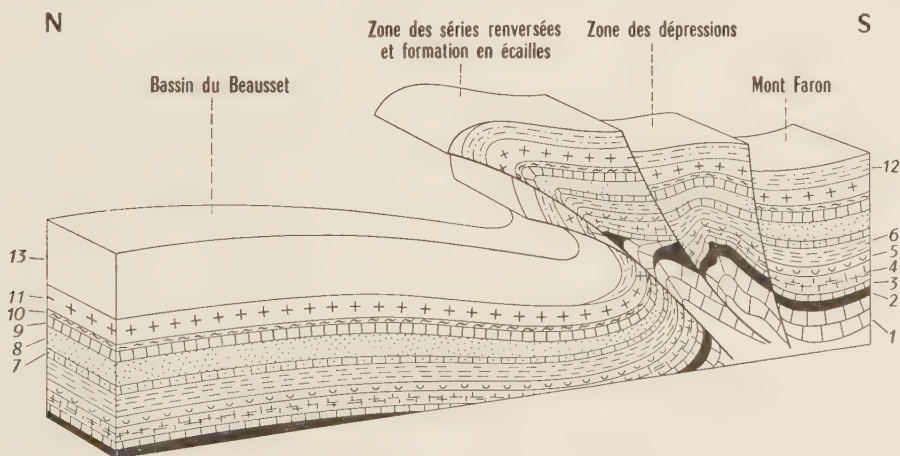


FIG. 73. — Plissement dans la zone des dépressions, entre le mont Faron et la zone des séries renversées et formations en écailles du Revest

(Les phases successives d'érosion ne sont pas représentées)

1. Muschelkalk. — 2. Keuper. — 3. Rhétien. — 4. Dolomies hettangiennes. — 5. Lias et Bajocien inférieur. — 6. Dogger marneux. — 7. Bathonien supérieur calcaire. — 8. Dolomies du Jurassique supérieur. — 9. Portlandien. — 10. Néocomien. — 11. Urgonien. — 12. Aptien. — 13. Crétacé supérieur.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I. — LES UNITÉS STRUCTURALES

De Notre-Dame-de-Mai, point culminant situé sur la haute falaise méridionale du cap Sicié, nous découvrons, au Nord, tout le panorama de la région toulonnaise (planche photo I).

Les pentes boisées qui s'étalent sous nos pieds jusqu'au pointement du Fort de Six-Fours et les collines des Playes appartiennent à la *zone des massifs hercyniens*.

De la dépression du Pas du Loup, creusée au sein du massif de phyllades, nous voyons se détacher un large affleurement de Permien qui, par la presqu'île de Saint-Mandrier et la Colle Noire, contourne le massif paléozoïque du Pradet, à l'Est, pour rejoindre, dans le soubassement du mont des Oiseaux, la bande permienne septentrionale de Toulon, La Seyne, Sanary.

Le relief des massifs hercyniens, fortement accentué au nord de Six-Fours, s'atténue progressivement vers l'Est tandis que, du fond des dépressions, s'élèvent les massifs permien de la Colle Noire, de La Garde et de La Valette. À un nouvel abaissement de la surface structurale du Permien, sous le mont des Oiseaux et le Paradis, fait suite, au Nord et à l'Est, la surrection du massif de phyllades du Fenouillet et des Maurettes qui s'épanouit au loin dans la chaîne des Maures.

Cette topographie met bien en évidence, dans le secteur paléozoïque de Toulon, une série de plissements en échelon groupant les plis de phyllades à noyaux éjectés et les anticlinaux ou dômes permien. À une accentuation des premiers correspond une atténuation des seconds, et inversement. *La mise en place d'un tel matériel relève des mêmes actions tectoniques; aussi, je considère comme faisant partie d'un même ensemble structural, les massifs de phyllades et les aires permien.* Cette zone de terrains paléozoïques, métamorphiques et sédimentaires, affectée par des mouvements de fond, est nettement délimitée, au Nord, par *un affleurement de Trias solidaire du substratum.*

La surface structurale du Permien de la dépression de Toulon s'élève progressivement de l'Ouest vers l'Est jusque sous l'escarpement oriental du Coudon, où elle atteint la cote 200.

En arrière de cette dépression se détachent les collines nord-toulonnaises, dont le versant sud est souligné par une falaise de calcaires urgoniens.

En prenant pour repère la base de l'Urgonien, nous voyons s'élever vers l'Est la bordure méridionale plissée du bassin du Beausset. Celle-ci, formée du chaînon du Gros Cerveau et du massif du Croupatier, s'interrompt brusquement au-dessus de la vallée du Las, par les abrupts du cap Cros. Pour en retrouver le prolongement vers l'Est, il faut atteindre, au-delà de la dépression de Dardennes et de La Valette, le massif du Coudon.

La dépression de Dardennes, où l'on identifie une série de plis imbriqués déversés au Nord, représente une large brèche ouverte dans la bordure méridionale du bassin du Beausset.

En effet, le pli septentrional de cette zone (pli de la Chaberte), prenant en écharpe l'extrémité occidentale du Coudon, détermine un accident de direction parallèle à celui du Nest et du cap Cros, sur lequel se termine la ride anticlinale du Gros Cerveau et du Croupatier. Nous avons bien là les deux accidents homologues qui déterminent une large coupure dans le bord méridional du bassin du Beausset. Entre ces deux décrochements, la masse de calcaires urgoniens et aptiens du

mont Combe apparaît comme un lambeau détaché du Coudon et déplacé vers le Nord au moment de la mise en place du pli chevauchant de la Chaberte et des Bouisses. Pendant les premières phases de l'évolution tectonique de ce secteur, le Crétacé du mont Combe devait se trouver dans le prolongement de celui du Croupatier et de celui de Coudon. Certaines formes d'accidents communes aux trois ensembles du Croupatier, du mont Combe et du Coudon viennent à l'appui de cette hypothèse.

Au nord des reliefs du Gros Cerveau et du Croupatier s'étend le bassin synclinal du Beausset.

À l'Ouest, cette unité tectonique synclinale est chevauchée par le Trias du Télégraphe et du Beausset.

À l'Est, c'est-à-dire hors des limites de la zone des chevauchements, les terrains crétacés qui constituent la bordure sud du bassin se plissent énergiquement. L'aire plissée, à structure relativement simple à l'Ouest, se développe vers l'Est dans un système imbriqué très tourmenté. Longeant d'abord le versant septentrional du relief du Croupatier (pli du Broussan), elle franchit, au nord de Toulon, l'auréole urgonienne méridionale du bassin du Beausset (dépression de Dardennes) et vient finalement se raccorder avec le pli à noyau triasique qui, au sud du Croupatier et du Gros Cerveau, évolue pour donner à l'Ouest les recouvrements du Beausset, du Télégraphe et de Fontanieu (pli du Fort des Pomets).

Les différentes unités tectoniques qui viennent d'être décrites forment un ensemble ayant obéi à des actions tectoniques d'origine profonde à la limite des massifs paléozoïques des environs de Toulon.

Il s'agit de la « *zone des chaînons et massifs nord-toulonnais* », dans laquelle on distingue :

1° la *zone urgonienne méridionale* (Gros Cerveau et Croupatier);

2° la *zone des dépressions de Broussan, de Dardennes et de La Valette*;

3° la *zone des formations renversées et en écaillés du Coudon, du mont Combe, du Revest et du mont Caumes-Ouest*.

À ces unités s'ajoutent les « *recouvrements du bassin du Beausset* » qui procèdent de la même tectonique.

Au sud de la ligne reliant le Croupatier au Coudon se détache le *massif du Faron*. Aucun raccord n'est possible avec les unités voisines couronnées par l'Urgonien. Coincé contre les dômes permien de la dépression toulonnaise, auxquels il se rattache étroitement par son soubassement jurassique et triasique du Fort Rouge, ce massif présente un compartiment sud en position affaissée par rapport aux unités urgoniennes du Croupatier et du Coudon. Au contraire, son compartiment nord, surélevé, apparaît comme un coin avancé qui pénètre dans le système plissé de Dardennes qu'il chevauche au Nord. Les plis anticlinaux et synclinaux de la Ripelle et de la Folie, qui accusent, dans le secteur de la Danillone, un changement de direction vers le Sud-Ouest, paraissent mouler leur contour sur le bord septentrional du Faron. Mais celui-ci n'a subi aucun mouvement de translation vers le Nord. Le Faron prend ainsi la forme d'un *môle résistant*, contre lequel sont venues se briser les forces tectoniques engendrées par le déplacement, vers le Sud, du bassin du Beausset.

En longeant vers l'Ouest le bord méridional du Croupatier, on ne trouve, entre la zone des dômes permien et la couverture plissée, que le Trias. Or ce Trias est précisément celui qui supporte l'édifice du Faron, dans le secteur des Quatre-Chemins des Routes.

Plus à l'Ouest, au-delà de la vallée de la Reppe, on observe de nouveau, au-dessus de la bande triasique de Toulon, un important témoin de terrains jurassiques, dont la position, par rapport aux dômes permien de la dépression toulonnaise, est en tous points comparable à celle du Faron. C'est le *synclinal de Bandol* qui s'appuie par son flanc sud sur le Permien de la basse vallée de la Reppe et chevauche au Nord, par l'intermédiaire du Trias de Lançon, de Sainte-Ternide et du Télégraphe, la bordure méridionale plissée (Gros Cerveau) du bassin du Beausset.

Le massif du Faron et le synclinal de Bandol font ainsi partie d'une même unité tecto-

nique⁽¹⁾ qui s'intercale entre les massifs paléozoïques des environs de Toulon et le bassin du Beausset. Étroitement liée aux premiers par sa bordure méridionale triasique et au second par ses accidents septentrionaux, cette unité joue le rôle d'une zone de transition. Grâce à son interprétation, il sera possible de déterminer dans quelle mesure les mouvements de terrains au sein des massifs hercyniens sont intervenus dans la mise en place du matériel plissé de couverture.

Le Trias de la bordure septentrionale de la zone de transition du Faron et du bassin de Bandol chemine sur la bordure plissée du bassin du Beausset avec une avancée qui croît progressivement de l'Est vers l'Ouest. Au nord de Sanary et de Bandol, la progression des terrains triasiques est telle qu'elle donne naissance aux *lambeaux de recouvrement du Vieux-Beausset et du Castellet* ainsi qu'au *chevauchement du Télégraphe* sous lequel s'ennoie, à l'Ouest, le pli du Gros Cerveau.

Ces unités tectoniques évoluent dans le cadre des accidents septentrionaux de la zone de transition du Faron et du bassin de Bandol, auxquels il est nécessaire de se rapporter pour établir un lien entre le substratum paléozoïque et la couverture sédimentaire secondaire. C'est donc en considérant ces unités comme des dépendances de la zone de transition, que j'aurais dû en entreprendre l'étude. Mais les masses triasiques en recouvrement, sitôt leur mise en place réalisée, se sont comportées d'une façon très particulière en raison de l'influence réciproque qui s'est exercée entre elles et les terrains autochtones. Se séparant ainsi de la zone de plissements d'où elles sont issues, elles acquièrent le caractère d'unités indépendantes auxquelles je donne le nom de *recouvrements du bassin du Beausset*.

EN RÉSUMÉ, les unités tectoniques de la région de Toulon peuvent être groupées en quatre grands systèmes (fig. 74).

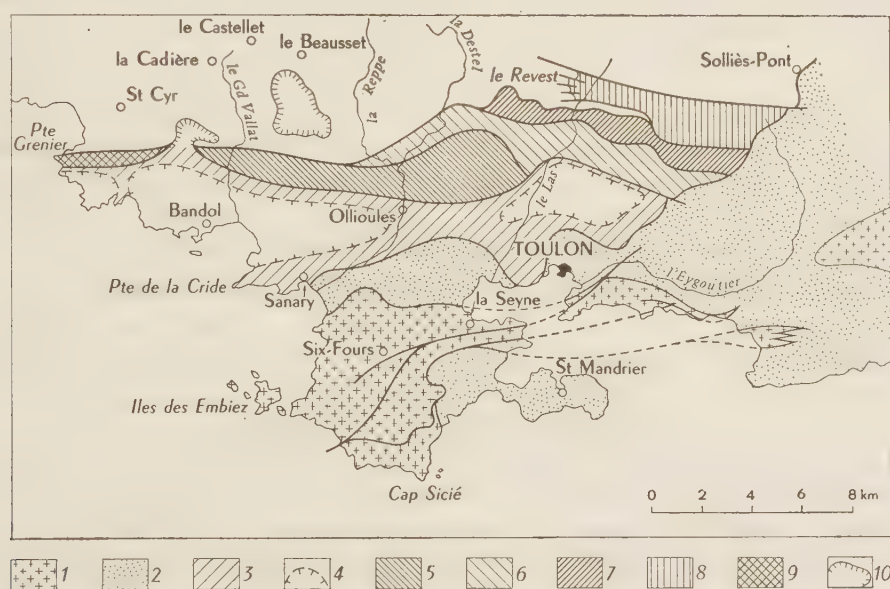


FIG. 74. — Carte des unités structurales de la région toulonnaise

1. Paléozoïque métamorphique. — 2. Zone permienne. —
3. Terrains triasiques } Zone de transition du Mont Faron et du bassin de Bandol.
4. Unités synclinales }
5. Zone urgonienne méridionale. — 6. Zone des dépressions du Broussan, de Dardennes et de La Valette. — 7. Zone des séries renversées et formations en écaïlles. — 8. Zone tabulaire de Tourris. —
9. Zone triasique de la pointe Grenier. — 10. Terrains en recouvrement.

⁽¹⁾ Si, dans l'étude analytique, la description du massif du Faron a été placée dans le chapitre consacré à la « Zone urgonienne méridionale », c'est que l'on ne pouvait préjuger, par un simple examen de la topographie locale, de la structure très particulière de ce massif.

1^o *Les massifs paléozoïques*, dans lesquels se manifestent des mouvements de fond. On y distingue :

- a. *La zone des massifs hercyniens*;
- b. *La zone des massifs permien*s.

2^o *La zone de transition du Faron et du bassin de Bandol*, d'où se détache, au Nord, une bande de terrains décollés, poussés sur les plis de la bordure méridionale du bassin du Beausset; au Sud, le Trias de cette zone reste solidaire des terrains permiens.

3^o *Le bassin du Beausset et sa bordure méridionale plissée* :

Le bassin du Beausset participe, par ses bordures méridionale et orientale, aux mouvements tectoniques de l'orogénie nord-toulonnaise. Son apparente tranquillité d'ensemble est troublée, à l'Est, à l'approche du Permien de la Farlède et de Solliès-Pont.

Dans *la bordure méridionale plissée*, la couverture, décollée localement, se plisse par compression entre deux masses résistantes : le bassin du Beausset, au Nord; la zone de transition du Faron et de Bandol, adossée aux massifs hercyniens, au Sud. On y distingue :

- a. *La zone urgonienne méridionale* (Gros Cerveau et Croupatier);
- b. *La zone des dépressions* de Broussan, Dardennes, La Valette;
- c. *La zone des séries renversées* (mont Caumes-Ouest et Puits Charlois) ou *en écailles* (Revest, mont Combe et Coudon).

4^o *Les recouvrements triasiques* du Télégraphe, de Fontanieu, du Vieux-Beausset et du Castellet, résultent d'une avancée de grande amplitude des masses triasiques chevauchantes issues du pli septentrional du secteur de Bandol.

*
* *

II. — CARACTÈRES STRUCTURAUX DES DIFFÉRENTES UNITÉS TECTONIQUES

A. LES MASSIFS PALÉOZOÏQUES

Au sud d'une ligne d'affleurement de Grès bigarré reliant Sanary à Solliès, par la base du Faron et du Coudon, s'individualisent des unités paléozoïques présentant la forme de plis et de dômes (Permien) ou de massifs anticlinaux ou synclinaux écailloux (massifs hercyniens).

1. Les massifs hercyniens.

a. *Massifs hercynien*s à l'ouest de Toulon.

Dans la *presqu'île du cap Sicié* et dans la *région de Six-Fours*, le matériel hercynien est constitué d'un ensemble de blocs écailloux qui se chevauchent vers le Sud-Est. Ces massifs, poussés dans la même direction, chevauchent à leur tour les formations permiennes et triasiques de l'aire anticlinale du Pas du Loup et de Saint-Mandrier.

Au Nord, les *blocs des Lèques, de Six-Fours, de La Seyne et des Playes* présentent tous une structure anticlinale. Ces anticlinaux, déjetés sans exception vers le Sud et le Sud-Est, ren-

ferment, dans leur noyau, des phyllades d'âge différent, les plus anciens apparaissant dans le pli le plus inférieur (pli des Lèques), les plus récents, dans le pli supérieur (massif des Playes).

L'écaillage s'atténue donc vers le haut du système disloqué. Mais, dans ces unités supérieures, qui paraissent avoir été ébranlées uniquement par les mouvements de fond, on voit surgir, à travers la couverture sédimentaire (les Playes), de nombreuses lames de phyllades généralement accompagnées de schistes houillers.

Aux grands blocs anticlinaux de la base de l'édifice succèdent, au sommet, des écailles en lames qui pénètrent en force dans les formations de la couverture. Ces lames, en contact avec les terrains sédimentaires par des surfaces verticales ou subverticales, montrent une disposition d'ensemble bien différente de celle des grands blocs inférieurs. Ceux-ci, en effet, très étalés, cheminent librement sur les terrains chevauchés, par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal presque horizontale ou très faiblement inclinée vers la partie interne du massif de phyllades. Pour expliquer ces différences de structure, j'invoque ici un écaillage qui s'est effectué sous une couverture sédimentaire d'inégale puissance.

Dans le secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas, au sud et au sud-est du cap Sicié, les terrains appartenant aux horizons métamorphiques supérieurs dessinent un synclinal dissymétrique dans lequel les quartzophyllades et phyllades du flanc sud, glissant sur les schistes noirs remaniés mécaniquement, se débitent en lanières écailleuses qui se recouvrent vers le Sud-Est.

Ce synclinal, pincé entre le bloc anticlinal des Lèques, qui le chevauche au Nord-Ouest, et l'aire anticlinale permienne du Pas du Loup, se détache de son substratum. Évoluant alors comme un véritable lambeau de poussée (*le lambeau de poussée des Moulières*), il s'intercale entre le Permien, contre lequel il bute, et les phyllades des Lèques qui cheminent sur lui.

Réduit, au Nord, à un simple lambeau de phyllades froissés que recouvrent partout les schistes du pli chevauchant des Lèques, il se termine, avec ces derniers, contre la faille de Balaguiet, par laquelle on passe brusquement d'une *structure écailleuse à cheminement horizontal* (cap Sicié) à une *même structure à cheminement vertical* (La Seyne).

La surface de chevauchement qui sépare les deux compartiments tectoniques des Lèques (unité chevauchante) et de la Vieille-Garde-Fabrégas (unité chevauchée) est un plan horizontal plus ou moins déformé qui laisse sur la topographie une trace sinueuse : la *faille de Peyras*. Cet accident n'affecte que les terrains métamorphiques. Le contact anormal de Balaguiet, au contraire, est déterminé par une faille verticale ou subverticale, dont le tracé rectiligne ne révèle aucune déformation ultérieure à sa formation. Cet accident intéresse, à la fois, les terrains métamorphiques et la couverture sédimentaire; il apparaît, dans le système tectonique local, comme le prolongement d'un accident de la partie interne du massif de phyllades (la *faille de Barelle*).

Dans ce dispositif, la faille de Peyras, relayée par celle de Balaguiet, montre sa prééminence par le fait même qu'elle résulte des actions conjuguées, hercyniennes et pyrénéo-provençales, qui se sont exercées sur cette région.

En premier lieu, cet accident apparaît à la limite de deux régions métamorphiques de structure hercynienne. L'une — *secteur des Lèques et de Six-Fours* —, formée des terrains métamorphiques les plus anciens de la région, sur lesquels reposent les formations du Stéphanien discordant, est une très ancienne zone anticlinale datant vraisemblablement de la phase « sudète » des plissements hercyniens. L'autre — *secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas* —, stratigraphiquement plus récente, représente une zone synclinale du même système plissé d'âge hercynien.

En second lieu, la faille de Peyras, prolongée par celle de Balaguiet, affecte à la fois les formations de la couverture et les terrains métamorphiques du socle, avec chevauchement du secteur synclinal du Sud-Est par les formations de la zone anticlinale du Nord-Ouest. Cette disposition des terrains métamorphiques caractérise bien un rejeu, au cours de l'orogénèse pyrénéo-provençale, des vieux accidents tectoniques qui bordaient, au Sud-Est, le massif anticlinal des Lèques et de Six-Fours.

b. *Massifs hercyniens à l'est de Toulon.*

Des deux types de structures écailleuses observées à l'ouest de Toulon, nous ne retrouvons, à l'Est, que celle qui se développe dans les compartiments de La Seyne et de Six-Fours, et dans le massif des Playes, c'est-à-dire celle dont l'évolution paraît avoir été le plus profondément influencée par la couverture sédimentaire.

Le *massif de Lamalgue* a la forme d'un anticlinal déjeté au Sud, sur le Trias du cap Brun; il reproduit, dans sa forme générale, le dispositif de La Seyne décrit à l'ouest de la petite rade de Toulon.

Sur le flanc nord de cet anticlinal se détache une lame de phyllades emballée de Houiller qui pénètre profondément dans la couverture sédimentaire et atteint le Muschelkalk, où elle se termine en biseau. Nous retrouvons ici le dispositif écailleux du versant nord des Playes.

Ces lames de phyllades, orientées vers le Nord-Est, s'écartent de l'axe du pli de Lamalgue. Entre les deux compartiments écailleux, limités à l'Est par des surfaces de contact anormal, se trouvent enfermés des terrains permien et triasiques qui se plissent en anticlinal et sur lesquels se déverse légèrement le flanc nord de l'anticlinal paléozoïque de Lamalgue.

À l'Est, le massif de Lamalgue s'amincit en biseau dans le Muschelkalk. À la faveur d'un accident qui prolonge, à l'Est, le « plan de fuite » de la terminaison orientale du massif, une lame de phyllades s'insinue dans le Trias jusqu'à l'Eygoutier. Plus loin, au sein du Trias, surgit une nouvelle lame de phyllades qui disparaît à l'Est dans des accidents rapidement atténués.

Puis, un autre massif de terrains métamorphiques émerge : le *massif du Pradet*, qui s'enneie à l'Est, écaille par écaille, sous les formations permien et triasiques de la Colle Noire et du mont Paradis.

Nous voyons se multiplier ici les lames écailleuses qui se terminent en biseau dans les terrains de couverture. Ce dispositif, déjà observé sur le versant nord du massif des Playes, annonce une atténuation de l'écaillage, soit vers le haut, soit latéralement, soit dans les deux directions en même temps. En se généralisant à l'est de Toulon, il caractérise *la zone d'ennoyage des blocs de phyllades* mis en place par éjection à travers la couverture sédimentaire.

2. Les massifs permien.

L'ennoyage des écailles de phyllades, à l'est de Toulon, s'effectue avec un décalage de plus en plus accentué vers le Sud-Est, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la région nord-toulonnaise, occupée par une épaisse couverture de terrains triasiques et jurassiques. À l'est du Pradet, le Paléozoïque métamorphique disparaît définitivement sous une couverture alourdie par le témoin jurassique du Paradis et du mont des Oiseaux.

Plus loin, dans la région d'Hyères, le Permien échappe localement aux actions tectoniques de fond. Entre le Paléozoïque métamorphique de la presqu'île de Giens, au Sud, et celui du massif des Maurettes et du Fenouillet, au Nord, se creuse une dépression synclinale, dans laquelle gisent les formations triasiques et jurassiques du mont des Oiseaux.

Le Permien, si tranquille dans la région d'Hyères, commence à se plisser énergiquement à l'Ouest, dès que se manifestent, au sein de la couverture, les phyllades éjectifs des compartiments hercyniens.

Le massif de la Colle Noire, décrit comme un pli anticlinal légèrement déversé au Sud, accompagne la surrection du massif du Pradet. Ce Permien plissé, se prolongeant vers l'Ouest, s'enneie, dans le secteur du Pas du Loup, sous les écailles à cheminement horizontal de Sicié et de Six-Fours.

Aucune dislocation importante n'apparaît dans la couverture sédimentaire consécutivement à la mise en place des écailles du souterrain de l'Eygoutier et du Fort Sainte-Marguerite.

Mais, dans les environs immédiats de Toulon, l'ennoyage des massifs de phyllades se signale, dans la couverture permienne et triasique, par des déformations passant du style rigide (voisinage des massifs paléozoïques) à un style souple (zones d'ennoyage profond).

Un exemple typique de cette évolution tectonique du Permien est présenté par l'anticlinal de Saint-Jean-du-Var. Ce pli, naissant dans la dépression de La Valette, conserve une forme souple jusqu'à la vallée de l'Eygoutier. À partir de ce point commencent à apparaître, dans la charnière de l'anticlinal permien, des accidents verticaux annonçant la surrection des lames de phyllades de l'Eygoutier. Finalement, le pli perd son individualité. Nous atteignons alors l'aire de surélévation d'axe du pli (massif anticlinal de Lamalgue) vers laquelle nous conduisent les lames de phyllades issues de l'anticlinal permien de Saint-Jean-du-Var.

Les plis en large voussoir qui affectent le Permien présentent ainsi la forme de *plis de revêtement*. Celui de Saint-Jean-du-Var s'identifie avec l'aire d'ennoyage des écailles septentrionales du massif de Lamalgue, tandis que celui des Ameniers et de La Garde marque une rapide atténuation, à l'Ouest, des mouvements de fond qui se développent à l'Est dans le massif des Maures.

La région de Toulon, où s'effectue l'ennoyage simultané des deux plis de fond des Maures et de Sicié, constitue un nœud tectonique remarquable.

Au nord de la zone des massifs hercyniens de la région toulonnaise, on observe enfin une série de trois dômes permien (Saint-Jean-du-Var, Toulon, La Seyne), en position surélevée par rapport à la couverture sédimentaire plissée des collines nord-toulonnaises.

Le Permien de ces dômes, intimement lié aux phyllades, dans le massif des Playes, s'élève progressivement vers l'Est, de la cote 0 (Sanary) à la cote 200 (le Coudon). Obéissant à des mouvements de fond plus accentués à l'Est qu'à l'Ouest, il se comporte comme celui des Ameniers et de La Garde et montre, au nord des massifs hercyniens de Toulon, la tendance au soulèvement d'un système écailleux profond, doublant dans un style identique celui des Maures.

La couverture permienne, divisée en compartiments, participe donc, avec les blocs de phyllades qu'elle recouvre et quelques lambeaux de Trias qu'elle entraîne dans ses déplacements, aux mouvements de fond du substratum hercynien. Les plis qui l'affectent prennent la forme de *plis de revêtement* qui s'ennoient entre les massifs hercyniens, dans leurs zones de surélévation d'axe.

B. LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

1. Zone de transition du Faron et du bassin de Bandol.

Les unités synclinales de Bandol et du Faron, et le Trias sur lequel elles reposent, constituent un ensemble jouant le rôle de zone de transition, à la limite du Paléozoïque et de la couverture sédimentaire.

En effet, le Trias, manifestement décollé de son substratum, au Nord, reste, au Sud, solidaire du Paléozoïque. En outre, les formations jurassiques du bassin de Bandol, qui se décollent et se plissent, donnent, de part et d'autre du plan axial du synclinal, des chevauchements symétriques orientés vers les bords du bassin.

Le double déversement des accidents périphériques du bassin de Bandol résulte d'une compression latérale du synclinal. Les forces alors mises en jeu se sont exercées du Nord vers le Sud, ainsi que le prouvent le décollement de la couverture, au Nord, et l'existence, au Sud, de points fixes à la limite du Trias et du substratum.

Le comportement tectonique des deux principales unités de cette zone est différent.

Le *Faron*, en position affaissée par rapport aux autres massifs du secteur nord-toulonnais, joue le rôle d'un môle résistant contre lequel sont venues se briser les forces développées par le déplacement, vers le Sud, du bassin du Beausset.

Le *bassin de Bandol*, et en particulier les collines au sud du Télégraphe, se soulèvent. Dans la charnière du pli qui limite le synclinal au Nord se détachent deux lames de Trias : l'une, externe, s'immobilise rapidement contre l'obstacle du bassin du Beausset ; l'autre, interne, s'avancant vers le Nord, sur le Trias externe et le Crétacé, donne les chevauchements du Télégraphe, de Fontanieu et du Vieux-Beausset.

2. Les chaînons et massifs nord-toulonnais.

Dans les *chaînons et massifs nord-toulonnais*, on relève une série d'accidents plissés et faillés qui affectent la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Dans les secteurs occidentaux, l'anticlinal du Gros Cerveau constitue l'unique accident de cette zone. Il disparaît d'ailleurs rapidement vers l'Ouest, en s'ennoyant sous un lambeau de Trias décollé qui chevauche au Nord le Crétacé.

Au nord de l'ouvrage du Gros Cerveau, le pli méridional est accompagné par d'autres accidents plissés qui naissent au sein d'une aire anticlinale aptienne, entre le massif du Croupatier et la bordure supracrétacée du bassin du Beausset. Une accentuation des phénomènes de plissement fait apparaître, à l'Est, des plis imbriqués et échelonnés (zone des dépressions) qui se déversent tous sur la bande plissée ou faillée de l'extrémité orientale du bassin du Beausset. Ces accidents, subissant un mouvement d'inflexion vers le Sud, ouvrent, dans la bordure crétacée, une large brèche, contre laquelle vient s'interrompre le pli surélevé du Croupatier.

Le Faron, qui occupe, en bordure des massifs paléozoïques, une position tectonique semblable à celle du bassin de Bandol, doit être exclu de cet ensemble. Sa masse pesante a influencé localement le plissement de la couverture. C'est à cette intervention qu'il faut attribuer, non seulement la forme et la direction des plis de la Ripelle et de la Folie, mais aussi, la brusque déviation, vers le Nord-Ouest, du pli de la Chaberte et le décalage dans la même direction du lambeau d'Urgonien du mont Combe, détaché de l'extrémité occidentale du Coudon.

Les plis de la zone des chaînons et massifs nord-toulonnais, surélevés vers l'Est, s'énnoient à l'Ouest, dans les régions du Beausset et du Télégraphe, affectées par des phénomènes de recouvrement. La puissante masse de terrains triasiques en superposition anormale sur le Crétacé a influencé le déroulement des phénomènes orogéniques nord-toulonnais. Les terrains en recouvrement, constituant une surcharge, ont fait naître, en effet, au sein de la couverture, des « contraintes » qui se sont opposées à une évolution normale des plis. On est ainsi amené à concevoir que les principales phases de l'orogénie toulonnaise sont postérieures au chevauchement.

Des détails de structure relevés dans cette zone montrent en outre que *les poussées ayant engendré les plis toulonnais étaient orientées Nord-Sud*.

Les preuves de telles actions tectoniques sont recueillies dans divers secteurs. Relevons notamment, à l'appui de cette interprétation : le chevauchement du Trias au sud du massif du Coudon, le plissement dysharmonique des couches du soubassement du mont Combe, le soulèvement du Croupatier accompagné du renversement, vers le Sud, des synclinaux secondaires à noyaux portlandiens, l'écaillage de la dalle urgonienne du Croupatier et du Gros Cerveau, l'évolution tectonique du chaînon du Gros Cerveau par retouches successives faisant basculer, au Sud, des compartiments en « touches de piano ».

En outre, le déroulement des phénomènes orogéniques dans cette zone met en évidence *un allègement de la couverture par dénudation*. Dès le soulèvement de la couverture, au début du Crétacé supérieur, l'érosion a été plus intense à l'Est (zone de surélévation d'axe des plis nord-toulonnais) qu'à l'Ouest (zone d'ennoyage). La conséquence d'une telle préparation des terrains

aux plissements futurs, a été l'apparition, à l'Ouest, d'un pli unique pincé entre le bassin de Beausset et celui de Bandol, et à l'Est, d'une *succession de plis* formant un *anticlinorium*. L'érosion continuant à s'exercer sur les ébauches anticlinales, on observe à l'Ouest (Bandol), seulement un allègement de la charnière, tandis qu'à l'Est (Croupatier, zone des dépressions), la dénudation se développe sur un large domaine plissé.

Ces particularités morphologiques jouent un rôle important dans l'orogénèse nord-toulonnaise.

3. Bassin du Beausset.

Le *synclinal du Beausset* ne s'est différencié qu'au début du Crétacé supérieur. Antérieurement, cette région fut soumise à un régime de sédimentation de plate-forme continentale, interrompu, à la fin du Crétacé inférieur, par une tendance à l'émersion. Pendant le Crétacé supérieur, dans le bassin qui s'affaisse s'accumulent d'abondants sédiments sablo-argileux, sur lesquels s'installent les récifs à Hippurites.

Stratigraphiquement, le bassin du Beausset comprend donc deux séries sédimentaires, séparées par une zone de transition (passage du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur). Chacun de ces ensembles réagit d'une manière particulière aux actions tectoniques locales :

— le *soubassement jurassique et infracrétacé*, peu ou pas plissé, se divise en compartiments délimités par des failles; celles-ci, verticales, se perdent dans le matériel souple et déformable du Crétacé supérieur;

— le *revêtement supracrétacé* se plisse sans rupture.

Un tel comportement tectonique présente de l'Ouest à l'Est des variations assez sensibles. En effet, la tendance à l'émersion observée à l'Aptien continue à se manifester à l'Est (Revest) après une courte interruption au Turonien inférieur. L'exhaussement du fond gagne enfin la partie occidentale du bassin d'où la mer est chassée au début du Campanien.

4. Les recouvrements du Beausset, du Télégraphe, de Fontanieu et du Castellet.

Le Trias de la bordure septentrionale de la zone de transition du Faron et du bassin de Bandol chemine sur le bord plissé du synclinal du Beausset, avec une avancée qui croît progressivement de l'Est vers l'Ouest. Au nord de Sanary et de Bandol, la progression des terrains triasiques est telle qu'elle donne naissance aux *lambeaux de recouvrement du Vieux-Beausset et du Castellet* ainsi qu'au *chevauchement du Télégraphe*, sous lequel s'ennoie, à l'Ouest, le pli du Gros Cerveau.

Ces unités sont constituées par une masse de Trias qui a cheminé vers le Nord, en entraînant seulement les formations infraliasiques du noyau du pli primitif. Il s'agit, en réalité, d'un *énorme noyau étranglé, mis en place par éjection*. Ultérieurement, pendant que se soulève le Gros Cerveau, un lambeau se détache de la masse du recouvrement. Celui-ci, demeurant solidaire du Trias de Fontanieu et des collines de Bandol, continue à progresser sous l'action d'une poussée SW-NE qui lui imprime un mouvement de translation vers le Nord-Est. Sous lui, la couverture se déforme. Il en résulte alors des accidents secondaires s'orientant parallèlement au pli du Gros Cerveau.

Les déformations provoquées, et par la poussée qui engendre la nappe, et par le glissement du lambeau sur le flanc septentrional du pli du Gros Cerveau, sont concordantes dans les secteurs du Télégraphe et de Fontanieu. *C'est donc en arrière de ces unités charriées qu'il faut rechercher la racine des terrains de recouvrement.*

* * *

III. — LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES

A. ORIGINE DES FORCES DE COMPRESSION

Dans l'interprétation de la tectonique du bassin du Beausset, j'ai écrit : « L'existence, à la limite du Paléozoïque et de la couverture sédimentaire, de points fixes montrant la parfaite solidarité des terrains appartenant à l'une ou à l'autre de ces unités rend impossible l'interprétation de ces faits par la mise en mouvement de la couverture, après décollement à la base du Trias, et écoulement vers le Nord. D'autres forces tectoniques sont mises en jeu... ».

Quelle est la nature de ces forces ? Comment en expliquer l'origine ?

La solution peut être trouvée dans l'observation *des phénomènes tectoniques qui ont pour siège le substratum paléozoïque, et dont la couverture a enregistré les effets.*

Puisqu'il existe à la limite du Trias et du Paléozoïque une zone où la couverture reste solidaire du substratum, ces forces de compression ne peuvent résulter — semble-t-il — que d'un rapprochement de deux masses de terrains situées de part et d'autre de cette limite (bassin du Beausset, au Nord ; massifs hercyniens, au Sud), et entre lesquelles les formations plissées et décollées se seraient trouvées coincées.

Étant donné la passivité initiale de la couverture sédimentaire, ce rapprochement ne doit être attribué qu'à un « resserrement » du socle paléozoïque de part et d'autre de la zone permienne de Toulon, où l'on note l'absence de décollement à la base du Trias. C'est en fait un véritable phénomène de contraction que j'invoque ici, contraction qui ne se produit, dans les terrains rigides, que par un écaillage, suivi d'un empilement des blocs écaillés.

Cet écaillage, se développant vers le Sud, il en résulte une contraction générale du substratum dans cette direction. La couverture réagit alors de deux façons différentes :

- soit par décollement au niveau du Trias ;
- soit en restant solidaire du Paléozoïque.

Par rapport à son substratum mobile, elle va, dès lors, se mettre en mouvement dans deux directions opposées :

- direction sud-nord, dans les secteurs présentant un décollement des terrains sédimentaires ;
- direction nord-sud, dans les régions où le Paléozoïque et la couverture demeurent solidaires.

Les lambeaux de couverture entraînés par le substratum se rapprochent. Dans l'intervalle qui les sépare, les terrains décollés, soumis à des forces de compression considérables, se froissent et s'écaillent, en donnant les accidents caractéristiques décrits dans le bassin de Bandol et les collines nord-toulonnaises.

Là ne se limite pas l'intérêt que présente le développement des forces de compression dans la mise en place du matériel tectonique de la région de Bandol. D'autres phénomènes, dont les formes structurales superficielles rendent insuffisamment compte, peuvent être expliqués d'une manière satisfaisante si l'on fait agir directement ces forces, par poussée de fond, sur les terrains de couverture mis en mouvement : *ces phénomènes concernent surtout l'éjection du Trias du Télégraphe sur l'avant-pays crétacé de la zone plissée de Bandol.*

Le Trias interne de la région de Bandol s'ennoyant sous le Jurassique du Collet Redon, il est difficile d'admettre que toute la masse du Muschelkalk éjecté de Maren et du Télégraphe

— à laquelle devrait s'ajouter celle qui gît sous le Jurassique de Bandol — trouve son équivalent, en dimensions, dans le substratum triasique des collines à l'ouest du vallon de la Moutte.

Pour établir cette équivalence, on devrait supposer que :

1^o Le Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean, de la Gache et de la pointe Grenier prolonge, vers l'Ouest, celui de Maren et du Télégraphe. Il n'y aurait plus alors ni Trias interne, ni Trias externe. Mais comment expliquer l'accident du Château de Rampale qui sépare les deux bandes de terrains triasiques?

2^o Le Muschelkalk du Trias interne aurait donné, sur le front septentrional du compartiment jurassique du Collet Redon, un lambeau de recouvrement qui aurait été enlevé par l'érosion. Hypothèse difficilement admissible, car nous savons que la structure anticlinale du secteur de la pointe Grenier n'admet pas l'existence d'un tel lambeau.

3^o Le Muschelkalk du substratum du bassin du Beausset, comprimé verticalement, se serait détaché de sa racine et aurait été projeté vers le Nord. Hypothèse acceptable, étant donné la forme écaillée du Muschelkalk et la présence seule du Keuper enveloppant quelques lames isolées de Muschelkalk dans les secteurs du Château de Rampale et du Grand Vallat où se situe le pédoncule de l'écaille.

Ainsi, le Trias charrié du Télégraphe représenterait une immense écaille issue du fond de la cuvette de Bandol. L'éjection d'une telle masse de matériaux mettant en jeu des forces que le poids des sédiments jurassiques est incapable de développer, on est amené à envisager l'intervention de poussées ayant pour origine le déplacement, vers le Sud, du bassin du Beausset. À cette action tectonique qui s'exerce de bas en haut doit être attribué en outre le mouvement de bascule du bassin de Bandol vers le Sud.

Ces faits révèlent ainsi un véritable phénomène d'« emboutissage » ⁽¹⁾ du bassin du Beausset sous la couverture allégée de la région toulonnaise.

B. TECTONIQUE DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE

Dans la région toulonnaise, j'ai décrit *deux styles tectoniques différents*, caractérisant, l'un le substratum paléozoïque, l'autre la couverture. Grâce au comportement réciproque de ces deux unités, observable dans la zone permienne de Toulon et dans la bande synclinale de transition de Bandol, j'ai établi des corrélations entre le phénomène d'écaillage du socle par mouvement de fond, et celui du plissement de la couverture par compression horizontale des terrains sédimentaires de la bordure méridionale du bassin du Beausset.

Le socle joue, dans la tectonique locale, un rôle *actif* illustré par certaines déformations qu'il impose à la couverture, soit *directement* (plis de revêtement dans les compartiments permien; soulèvement général de la partie orientale du secteur nord-toulonnais), soit *indirectement* (plis avec éjection de Trias se développant à la suite de la contraction du socle par écaillage).

Le substratum paléozoïque constitue en outre, dans le secteur surélevé du cap Sicié, un *élément tectonique passif* s'opposant au développement, vers le Sud, des plis de couverture.

Ce dernier rôle s'affirme au fur et à mesure que, par écaillage des masses de phyllades dans les zones de surélévation des massifs paléozoïques, se réduit le couloir dans lequel pouvaient évoluer les plis de couverture.

⁽¹⁾ J'emprunte ce terme à L. BERTRAND, in : *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLII, n° 204, 1940.

Contrairement à ce qui a été écrit jusqu'ici, *la couverture a un rôle passif*. Comprimée latéralement par suite du resserrement du socle qui s'écaille, elle se divise en de grands compartiments tabulaires (*compartiments en surélévation*) ou synclinaux (*compartiments en voie d'affaissement*), entre lesquels naissent des plis étroits à noyaux de Trias extrusif.

Le Trias étant solidaire du substratum sur la bordure septentrionale des massifs paléozoïques, *j'ai été amené à exclure l'hypothèse d'un décollement général de la couverture, comme explication valable des plissements toulonnais*.

Le décollement de la couverture s'effectue par zones localisées sous les bandes de terrains plissés. La couverture toulonnaise, intimement liée au substratum dans la zone des massifs permien, n'a pu se plisser qu'à la suite d'un rapprochement, vers le Sud, de la lourde masse du bassin du Beausset. Celle-ci, venant s'emboutir dans les ébauches de plis considérablement allégées par l'érosion, se serait dès lors enfouie sous des terrains décollés (Trias du Télégraphe et du Beausset) qui auraient *cheminé passivement sur elle*.

C. LES PRINCIPALES PHASES DE L'OROGENÈSE TOULONNAISE

L'évolution des phénomènes tectoniques commande la paléogéographie de la région, et toutes les phases de l'orogénèse toulonnaise sont inscrites dans les vicissitudes de cette dernière.

Ainsi, dès *la fin du Crétacé inférieur*, la couverture commence à réagir par un exhaussement des terrains dans l'axe même du bassin du Beausset. Puis, *au Crétacé supérieur*, pendant que le sol s'affaisse dans la zone septentrionale anciennement surélevée, une ride anticlinale, dans laquelle s'ébauchent les plis toulonnais, apparaît au Sud. Celle-ci, profondément érodée, continue à se soulever car les massifs hercyniens en voie de surrection offrent une résistance qui s'oppose à un déplacement, vers le Sud, de l'onde de plissement.

La poussée nord-sud continuant à s'exercer, le bassin du Beausset se soulève de nouveau *vers la fin du Crétacé*. Puis, à l'*Éocène*, il s'emboutit dans les terrains de l'ébauche anticlinale méridionale. Cette dernière réagit alors énergiquement.

Dans les secteurs occidentaux, où la charnière du pli primitif unique a été profondément érodée, une cassure longitudinale apparaît dans le plan axial de l'anticlinal. Le flanc sud, glissant sur les formations plastiques du Trias, chevauche alors le flanc nord.

Dans les secteurs orientaux évoluent de multiples plis très serrés que l'érosion attaque profondément. Entre les failles de charnière qui apparaissent à la faveur du resserrement de la zone plissée se différencient des lanières synclinales qui se chevauchent vers le Nord.

L'orogénèse nummulitique se poursuit, et l'on voit s'élever davantage les compartiments écaillés de la zone plissée orientale, tandis que, dans le secteur occidental, le flanc nord de l'ébauche anticlinale se plisse secondairement (Gros Cerveau).

Mais l'exhaussement des terrains dans le pli du Gros Cerveau provoque, au sein de la masse en recouvrement, une déchirure, qui se développe de l'Est vers l'Ouest, au fur et à mesure que le chaînon s'édifie. Et c'est à ce moment que le Trias, détaché de sa racine, glisse vers le Nord pour donner « *le lambeau du Beausset* », célèbre dans les annales de la Géologie mondiale depuis 1887.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN (J.), 1953 *a.* — Un exemple de tectogenèse en Provence. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 230.
- AUBOUIN (J.), 1953 *b.* — L'extrémité orientale du massif de Bras et le « pli du Cannet » (Var). *B.S.G.F.*, (6), t. III, p. 889.
- BAILEY (E. B.), 1953. — Some features of provençal tectonics. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. CVIII, p. 135-156.
- BELLAIR (P.), 1938. — Sur le style tectonique des accidents provençaux. *C.R. Ac. Sc.*, t. 206, p. 924.
- BERTRAND (M.), 1887 *a.* — Notice de la carte géologique au 80 000^e, Toulon, 1^{re} édition.
- BERTRAND (M.), 1887 *b.* — Rôle des actions mécaniques en Provence; explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset. *C.R. Ac. Sc.*, t. 104, p. 1735-1738.
- BERTRAND (M.), 1887 *c.* — Îlot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *B.S.G.F.*, (3), t. XV, p. 667.
- BERTRAND (M.), 1888 *a.* — Notes et additions sur le pli du Beausset. *B.S.G.F.*, (3), t. XVI, p. 79.
- BERTRAND (M.), 1888 *b.* — Allure générale des plissements des couches de la Provence; analogie avec ceux des Alpes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 106, p. 1613.
- BERTRAND (M.), 1888 *c.* — Un nouveau problème de la géologie provençale. Pénétration des marnes irisées dans le Crétacé. *C.R. Ac. Sc.*, t. 107, p. 878.
- BERTRAND (M.), 1890. — Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. *C.R. Ac. Sc.*, t. 111, p. 1049.
- BERTRAND (M.), 1891 *a.* — Comptes rendus d'excursions. — Observations et allocutions de M. BERTRAND. — Observations de M. TOUCAS. — Réponse aux observations de M. TOUCAS par M. BERTRAND (réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Beausset, 27 septembre-5 octobre 1891). *B.S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 1051-1162.
- BERTRAND (M.), 1891 *b.* — Sur le plissement de la nappe de recouvrement du Beausset. *B.S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 1096.
- BERTRAND (M.), 1896. — Réponse à M. FOURNIER au sujet des dômes à déversement périphérique. *B.S.G.F.*, (3), t. XXIV, p. 763.
- BERTRAND (M.), 1897-1898. — La Basse-Provence. — Relief et lignes directrices. Les massifs montagneux et les vallées. *Ann. de Géogr.*, t. VI, 15 mai 1897, p. 212; t. VII, 15 janvier 1898, p. 14.
- BERTRAND (M.), 1898. — Observations à propos des notes de M. E. FOURNIER. *B.S.G.F.*, (3), t. XXVI, p. 48.
- BERTRAND (M.), 1899. — La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. X, n° 68, p. 397-467.
- BERTRAND (M.), 1900. — Basse-Provence. — Excursion sous la conduite de M. BERTRAND (livret guide). In-8°, Paris, n° XX, 2^e partie, p. 7-44.
- BERTRAND (M.), 1908. — Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. *Mém. Ac. Sc.*, t. 50, n° 2 (mémoire posthume).
- BERTRAND (M.) et ZURCHER (Ph.), 1891. — Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon; phyllades superposés au Trias. *C.R. Ac. Sc.*, t. 112, p. 1083.
- BORDET (P.), 1951. — Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. Thèse Univ. Paris et *Mém. Carte Géol. France*.
- CATZIGRAS (F.), 1948. — Sur une espèce hauterivienne de Térébratulidés suisse et méditerranéenne. *B.S.G.F.*, (5), t. XVIII, p. 391.
- CHARDONNET (J.), 1952. — Les massifs anciens provençaux. Paris, Publ. techn. de l'Inst. Géogr. Nat.
- CHARLES (R.-P.), 1948 *a.* — Le Lias de la Basse-Provence occidentale. Étude paléontologique et paléogéographique. Thèse Univ. Marseille.
- CHARLES (R.-P.), 1948 *b.* — Note paléontologique sur le Trias de Provence. *B.S.G.F.*, (5), t. XVIII, p. 347.
- CHARLES (R.-P.), 1951. — Paléogéographie des mers du Dogger en Basse-Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. Portugal*, vol. IX, p. 145-160.
- COLLOT (L.), 1884. — Sur une grande oscillation des mers crétacées en Provence. *C.R. Ac. Sc.*, t. 101, p. 824-826.
- COLLOT (L.), 1887 *a.* — Âge de la bauxite dans le Sud-Est de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 104, p. 127-130.
- COLLOT (L.), 1887 *b.* — Âge des bauxites du Sud-Est de la France. *B.S.G.F.*, (3), t. XV, p. 331.
- COLLOT (L.), 1890. — Sur les tufs volcaniques de Beaulieu (Bouches-du-Rhône). *B.S.G.F.*, (3), t. XVIII, p. 905.
- COQUAND (M.), 1850. — Description des terrains primaires et ignés du département du Var. *Mém. Soc. Géol. France*, (2), t. III, 2, p. 289.

- COQUAND (M.), 1863. — Existence des assises à *Avicula contorta* dans le département du Var. *B.S.G.F.*, (2), t. XX, p. 426.
- CORROY (G.), 1933. — Les Poissons et les Reptiles du Muschelkalk et du Rhétien de Basse-Provence. *B.S.G.F.*, (5), t. III, p. 475.
- CORROY (G.), 1935 a. — Enracinement des massifs hercyniens des environs de Toulon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 1963.
- CORROY (G.), 1935 b. — L'enracinement du chaînon jurassique de Roqueforcade-Nans, au nord-ouest de la Sainte-Baume. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 2098.
- CORROY (G.), 1936. — Enracinement du massif hercynien de Lamalgue, près Toulon (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 273.
- CORROY (G.), 1939. — Le massif de la Sainte-Baume. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLI, n° 201.
- CORROY (G.), 1942. — Les plis couchés de Provence en face de la théorie de l'écoulement par gravité. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 206.
- CORROY (G.), 1954. — La couverture nord-provençale entre Sicié et la Durance. *XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Alger, 1952, Section XIII, fasc. XIV, p. 103.
- CORROY (G.) et CLAUZADE (G.), 1935. — L'enracinement du chaînon de Roussargue-Liquette, à l'ouest de la Sainte-Baume. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 2100.
- CORROY (G.) et DENIZOT (G.), 1935. — Guide géologique de la Provence occidentale. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. VII, fasc. 1.
- CORROY (G.) et DENIZOT (G.), 1943. — La Provence occidentale. *Actualités Scient. et Ind. — Géol. Rég. de la France*, t. II. Hermann, Paris.
- CORROY (G.) et GENCE (M.), 1935. — L'enracinement des klippes des Estienne-Encauron, au nord de la Sainte-Baume. *C.R. Ac. Sc.*, t. 201, p. 88.
- DENIZOT (G.), 1931. — Le rôle du diapirisme dans la tectonique des environs de Marseille. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 81.
- DENIZOT (G.), 1934. — Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, t. XXVI, mém. n° 5.
- DENIZOT (G.), 1935. — Les phases tectoniques successives des environs de Marseille. *C.R. Ac. Sc.*, t. 201, p. 90.
- DENIZOT (G.), 1938. — L'âge du volcan de Bandol et les conditions de volcanisme de la Provence occidentale. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 102.
- DENIZOT (G.), 1947. — Sur l'extension du faciès urgonien entre Marseille et Toulon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 225, p. 756.
- DENIZOT (G.), 1954. — Tectonique du Crétacé moyen en Provence. *XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Alger, 1952, Section XIII, fasc. XIV, p. 105.
- DESTOMBES (J.-P.), 1950. — Une coupe géologique N-S du cap Sicié (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 230, p. 458.
- DESTOMBES (J.-P.), 1951. — La nappe du cap Sicié (Var). *B.S.G.F.*, (6), t. I, p. 133.
- DIEULAFAIT (L.), 1869. — Notice géologique sur les deux cantons de Toulon. *Bull. Soc. Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. VII, p. 387.
- FABRE (S.), 1940. — Le Crétacé supérieur de Basse-Provence occidentale. I. Cénomaniens et Turoniens. Thèse Univ. Marseille et *Ann. Fac. Sc. Marseille*, (2), t. XIV.
- FABRE-TAXY (S.), 1951. — Faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence : II. Le Campanien fluvio-lacustre. *Ann. Paléont.*, t. XXXVII, p. 81.
- FABRE-TAXY (S.) et GUEIRARD (S.), 1950. — Réunion géologique en Provence (28 septembre-6 octobre 1950). *Ann. Fac. Sc. Marseille*, (2), t. XXI, fasc. 1.
- FALLOT (P.), 1944. — Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *B.S.G.F.*, (5), t. XIV, p. 99.
- FALSAN (A.), 1863. — Notice sur la Géologie et la Minéralogie du canton d'Hyères (Var). *Ann. Soc. Impér. d'Agr., d'Hist. nat. et des Arts utiles de Lyon*, (3), t. VII.
- FOURNIER (E.), 1895. — Compte rendu des excursions géologiques faites en Provence par les élèves des Facultés de Province, sous la direction de M. VASSEUR, professeur à la Faculté de Marseille. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. IV, n° 4.
- FOURNIER (E.), 1896 a. — Sur les plis et dômes à déversement périphérique. *B.S.G.F.*, (3), t. XXIV, p. 94.
- FOURNIER (E.), 1896 b. — Sur l'interprétation du massif du Beausset-Vieux. *B.S.G.F.*, (3), t. XXIV, p. 709.
- FOURNIER (E.), 1896-1897. — La tectonique de la Basse-Provence. *Feuille des Jeunes Naturalistes*, 26^e année, n° 312, p. 228-229; 27^e année, n° 313, p. 9-14; n° 314, p. 21-29; n° 315, p. 47-51; n° 316, p. 75-77.
- FOURNIER (E.), 1897 a. — Nouvelles observations sur la tectonique de la Basse-Provence. *B.S.G.F.*, (3), t. XXV, p. 35.
- FOURNIER (E.), 1897 b. — Influence de la constitution du substratum sur la tectonique des assises qui lui sont superposées. *B.S.G.F.*, (3), t. XXV, p. 682.
- FOURNIER (E.), 1900. — Étude synthétique sur les zones plissées de la Basse-Provence. *B.S.G.F.*, (3), t. XXVIII, p. 927.
- FOURNIER (E.), 1906. — Les charriages horizontaux et le rôle de l'hypothèse en tectonique. *Feuille des Jeunes Naturalistes*, (4), t. XXXVI, p. 81.
- GIGNOUX (M.), 1948. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *B.S.G.F.*, (5), t. XVIII, p. 739.
- GLANCEAUD (L.), 1949-1950. — Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. *Bull. Soc. Géol. Belgique*, t. 73, p. 57.
- GLANCEAUD (L.), 1951 a. — Les problèmes du Jura, in : « Réunion extraordinaire de la S.G.F. ». *B.S.G.F.*, (6), t. I, p. 765.
- GLANCEAUD (L.), 1951 b. — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.*, (6), t. I, p. 735.
- GOGUEL (J.), 1943. — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *B.S.G.F.*, (5), t. XIII, p. 367.
- GOGUEL (J.), 1944. — La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *B.S.G.F.*, (5), t. XIV, p. 201.
- GOGUEL (J.), 1952. — Traité de Tectonique. Paris, Masson.
- GOGUEL (J.), 1953. — Les Alpes de Provence. *Actualités Scient. et Ind. — Géol. Rég. de la France*, t. VIII. Paris, Hermann.
- GUEIRARD (S.), 1952. — Stratigraphie du massif ancien du Fenouillet, près Hyères (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 184.
- GOVERNAT (Cl.), 1946. — La terminaison occidentale du pli du Gros Cerveau, à l'ouest de Toulon. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 331.

- GOVERNET (Cl.), 1950. — Tectonique de la dépression du Broussan, au nord-ouest de Toulon (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 97.
- GOVERNET (Cl.), 1951. — L'enracinement du dôme du Pradet, près Toulon (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 232, p. 538.
- GOVERNET (Cl.), 1952. — La série paléozoïque du cap Sicié et de la région de Six-Fours (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 234, p. 228.
- GOVERNET (Cl.), 1953. — Tectonique des massifs hercyniens de la région de Toulon (Var). *XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Alger, 1952, Section III, fasc. III, p. 27.
- GOVERNET (Cl.) et CHARLES (R.-P.), 1948. — Présence du Sinémurien supérieur fossilifère près du Broussan, au nord-ouest de Toulon (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 278.
- GOVERNET (Cl.) et FABRE (S.), 1941. — Constitution géologique de la pointe de Portissol, près Sanary (Var). *C.R. des Trav. Fac. Sc. Marseille*, (1), t. I, fasc. II et III.
- HAUG (É.), 1921 a. — Sur la tectonique de la région littorale entre Saint-Cyr et Hyères (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 172, p. 1548.
- HAUG (É.), 1921 b. — Sur les plissements dysharmoniques dans les montagnes au nord de Toulon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 173, p. 197.
- HAUG (É.), 1925. — Les nappes de charriage de la Basse-Provence : I. La Région Toulonnaise. *Mém. Carte Géol. France*.
- JAUBERT, 1859. — Matériaux pour la Géologie du Département du Var. Essai sur la constitution géologique des terrains du littoral entre Saint-Nazaire et Bandol. *Bull. Soc. Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. II, p. 315-337, 394-409, 437-454.
- LANQUINE (A.), 1925. — Observations tectoniques sur les gorges de Sainte-Christine et les abords au sud de Cuers (Var). *B.S.G.F.*, (4), t. XXV, p. 879.
- LANQUINE (A.), 1929. — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. I. Le Lias et le Jurassique inférieur. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XXXII, n° 173.
- LANQUINE (A.), 1933. — Sur l'allure de l'ensemble Lias-Jurassique et de son substratum triasique aux environs de Méounes et Garéoult (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 197, p. 77.
- LANQUINE (A.), 1934. — Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la bordure des massifs jurassiques au sud et au nord-ouest de Méounes (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 161.
- LANQUINE (A.), 1935 a. — Sur les relations du Trias de Saint-Maximin (Var) avec la terminaison sud-orientale de la chaîne de Sainte-Victoire et avec la terminaison de la chaîne de l'Olympe. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 2023.
- LANQUINE (A.), 1935 b. — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. II. Le Jurassique moyen et supérieur. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XXXVIII, n° 191.
- LANQUINE (A.), 1940. — Quelques précisions structurales et stratigraphiques en plusieurs secteurs des chaînes provençales. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLII, n° 203, p. 173-186.
- LANQUINE (A.), 1951 a. La succession Hettangien-Lias moyen aux environs de Toulon. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 86.
- LANQUINE (A.), 1951 b. — Observations complémentaires d'ordre stratigraphique et structural dans la région varoise méridionale. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLIX n° 232 (C.R. des Collab. 1950), p. 233.
- LAPPARENT (A.-F. DE), 1933. — Sur l'existence de plissements d'âge crétacé en Provence. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 212.
- LAPPARENT (A.-F. DE), 1938. — Études géologiques dans les régions provençales entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XL, n° 198.
- LAPPARENT (A.-F. DE), 1950. — Types variés de plis de couverture en Basse-Provence orientale. *B.S.G.F.*, (5), t. XX, p. 323.
- LAUVERSIN (M. DE) et DUMAS (É.), 1880-1881. — Étude sur le terrain houiller du Var. Marseille, Typogr. Marius Olive (1880) et *Bull. Soc. Indust. minér.*, (2), t. X, 26^e année, p. 449 (1881).
- LUGEON (M.), 1950. — La nappe de Sicié. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, (2), t. XXI, fasc. I, p. 101.
- LUGEON (M.), 1951. — Sur le prétendu dôme du Pradet, près de Toulon. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 115.
- LUTAUD (L.), 1924 a. — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Rev. ann. de Géogr.*, t. XII, p. 1 à 271.
- LUTAUD (L.), 1924 b. — Au sujet d'une étude tectonique sur la Provence cristalline. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 151.
- LUTAUD (L.), 1928. — Une excursion en Provence (1927). C. R. et observations. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, t. I.
- LUTAUD (L.), 1930. — Excursions en Provence. C. R. des excursions géologiques organisées à l'occasion du centenaire de la Société Géologique de France. *B.S.G.F.*, (4), t. XXX, p. 1261.
- LUTAUD (L.), 1935. — Sur la genèse des chevauchements et écaïlles de la Provence calcaire. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 261.
- MARTY (P.) et VLÈS (P.), 1914. — Remarques sur la géologie de la presqu'île de Sicié. *B.S.G.F.*, (4), t. XIV, *C.R. somm.*, p. 165.
- MAURY (E.), 1938. — Sur la géologie du bassin du Beausset. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 150.
- MENNESSIER (G.), 1951. — Sur la tectonique des terrains triasiques du Sud-Ouest de Draguignan (Feuille de Draguignan au 50 000^e). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLIX, n° 232 (C.R. Collab. 1950), p. 225.
- MICHEL-LÉVY (A.), 1908-1913. — Feuille de Toulon au 80 000^e (révision pour la 1^{re} édition). *Bull. Serv. Carte Géol. France* (C.R. des Collab., 1907, 1909 et 1912), t. XVIII, n° 119, p. 170-171, 1908; t. XXI, n° 126, p. 584-587, 1910; t. XXII, n° 133, p. 194-199, 1913.
- MICHEL-LÉVY (A.), 1923. — Sur quelques roches éruptives des environs de Toulon (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 177, p. 1128.
- MORET (L.), 1926. — Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé supérieur français. Thèse Univ. Paris (*Mém. Soc. Géol. France*).
- PARENT (H.), 1928 a. — La région frontale de la nappe de Sicié. Terminaison orientale du recouvrement. Limite de l'extension vers l'Est du système des plis de Sicié. *B.S.G.F.*, (4), t. XXVIII, p. 317.
- PARENT (H.), 1928 b. — Un gisement d'ossements de l'« âge du Renne », en Provence. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 286.
- PARENT (H.), 1930 a. — Le mode de formation de la nappe de Sicié. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 22.
- PARENT (H.), 1930 b. — Un curieux contact du Trias et des phyllades en recouvrement au sud du Pradet. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 31.

- PARENT (H.), 1930 c. — Observations à propos d'une note de M. H. SCHÆLLER sur la région frontale de Sicié. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 132.
- PARENT (H.), 1932. — Les terrains houillers à Collobrières et aux environs d'Hyères. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 159.
- PARENT (H.), 1933 a. — Sur l'âge Bathonien des calcaires de l'île de Bandol. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 96.
- PARENT (H.), 1933 b. — Le Lias du Mont des Oiseaux. *B.S.G.F.*, (5), t. III, p. 403.
- PARENT (H.), 1935 a. — Nouvelles observations sur le Bathonien de Valaury-Saint-Hubert (Var). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 62.
- PARENT (H.), 1935 b. — Observations sur le Bathonien du Var, entre Saint-Hubert et le Nord de Toulon. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 100.
- PARENT (H.), 1938. — Aalénien du mont Matheron, près Solliès-Ville (Var). *B.S.G.F.*, (5), t. VII, p. 195.
- PARENT (H.), 1940. — Différents faciès du Bathonien moyen de la région toulonnaise. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 86.
- PARENT (H.), 1944. — Traces d'une émergence générale en France entre le Bathonien moyen et le Bathonien supérieur. *B.S.G.F.*, (5), t. XIV, p. 391.
- PFENDER (J.), 1923. — Sur l'existence de phthanites à Radiolaires dans les phyllades de la région toulonnaise. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 130.
- PFENDER (J.), 1927. — Sur la présence de *Clypeina Micheli* dans les couches de passage du Jurassique au Crétacé, en Basse-Provence calcaire; de son identité avec l'Organisme A du Purbeckien marin au Salève (Joukowsky et Favre). *B.S.G.F.*, (4), t. XXVII, p. 89.
- PFENDER (J.), 1930. — Les Solénopores du Jurassique supérieur de Basse-Provence calcaire et celles du Bassin de Paris. *B.S.G.F.*, (4), t. XXX, p. 149.
- PFENDER (J.), 1938. — Les Foraminifères du Valanginien provençal : *Pseudocyclammina*, *Dictyoconus*, *Eorupertia*. *B.S.G.F.*, (5), t. VIII, p. 231.
- PRUVOST (P.), 1949. — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Annales Hébert et Haug*, t. VII, Livre jubilaire Charles Jacob.
- RÉPELIN (J.), 1936. — Note sur le basalte de Bandol. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 149.
- RÉPELIN (J.), 1914. — Observations relatives à la révision de la carte géologique au 80 000^e dans la région provençale. *B.S.G.F.*, (4), t. XIV, p. 132.
- RÉPELIN (J.), 1922. — La question de la houille dans le Sud-Est de la France. *C.R. Congr. des Soc. Sav.*, 1922, Sciences, p. 80.
- ROCH (É.), 1926. — Sur quelques Ammonites du Revest, près de Toulon. *B.S.G.F.*, (4), t. XXVI, p. 287.
- ROSSI (D.), 1856. — Études géologiques sur les environs de Toulon. *Bull. Soc. Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. I, p. 128.
- ROSSI (D.), 1869. — Ce que l'on trouve à Sainte-Christine : l'*Avicula contorta*, les marnes irisées, la formation des cargneules. *Bull. Soc. Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. VII, p. 339.
- SCHÆLLER (H.), 1930 a. — À propos de la région frontale de la nappe de Sicié. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 79.
- SCHÆLLER (H.), 1930 b. — À propos de la dernière note de M. H. PARENT sur la région frontale de Sicié. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 162.
- SCHÆLLER (H.), 1936. — Première note sur la géologie du massif des Maures. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 62.
- SCHÆLLER (H.), 1938. — Sur la présence de Graptolithes dans les schistes métamorphiques du massif des Maures. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 147.
- SCHÆLLER (H.), 1939. — Les schistes cristallins de la bordure occidentale du massif des Maures. *Bull. Serv. Carte Géol. France* t. XL, n° 199 (C. R. Collab. 1938), p. 195.
- THÉOBALD (N.), 1952. — Stratigraphie du Trias moyen dans le Sud-Ouest de l'Allemagne et le Nord-Est de la France. *Publ. Univ. Sarre*, p. 31.
- TOUCAS (A.), 1872. — Sur les terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *B.S.G.F.*, (2), t. XXIX, p. 118.
- TOUCAS (A.), 1873. — Mémoires sur les terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mém. Soc. Géol. France*, (2), t. IX, mém. IV.
- TOUCAS (A.), 1886. — Note sur les terrains crétacés de la Valdaren aux environs du Beausset. *B.S.G.F.*, (3), t. XIV, p. 519.
- TOUCAS (A.), 1892 a. — Compte rendu de l'excursion du 29 septembre du Beausset au Castellet et à La Cadière. *B.S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 1057.
- TOUCAS (A.), 1892 b. — Observations au sujet du compte rendu de l'excursion au Télégraphe, à La Cadière et à Fontanieu. *B.S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 1088.
- TOUCAS (A.), 1896. — Révision de la craie à Hippurites. *B.S.G.F.*, (3), t. XXIV, p. 602.
- TOUCAS (R.), 1869. — Description géologique et paléontologique du canton du Beausset (Var) et de ses environs. *B.S.G.F.*, (2), t. XXVI, p. 796.
- VASSEUR (G.) et FOURNIER (E.), 1896. — Preuves de l'extension sous-marine au sud de Marseille du massif ancien des Maures et de l'Estérel. *C.R. Ac. Sc.*, t. 122, p. 209.
- VILLENEUVE-FLAYOSC (Comte DE), 1856. — Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence, avec application de la géologie à l'agriculture, au gisement des sources et des cours d'eau. 1 vol. in-8°, XXVIII, Paris.
- ZURCHER (Ph.), 1892 a. — Compte rendu de la course du 6 octobre. *B.S.G.F.*, (3), t. XIX, p. 1171.
- ZURCHER (Ph.), 1892 b. — Note sur une masse de recouvrement aux environs de Toulon. *B.S.G.F.*, (3), t. XX, p. 510.
- ZURCHER (Ph.), 1893. — Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. *B.S.G.F.*, (3), t. XXI, p. 65.
- ZURCHER (Ph.), 1897. — Note sur l'influence de la nature d'ensemble des masses sédimentaires sur leur mode de dislocation. *B.S.G.F.*, (3), t. XXV, p. 158.
- ZURCHER (Ph.), 1919. — L'histoire de la chaîne des Maures. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 58.
- ZURCHER (Ph.), 1926. — Sur la tectonique des environs de Toulon. *B.S.G.F.*, (4), t. XXVI, p. 241.
- ZURCHER (Ph.) et DOUVILLÉ (H.), 1885. — Notes sur la zone à *Ammonites Sowerbyi* des environs de Toulon. Lagny, F. Aureau.

CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

- Marseille. — 80 000^e (1^{re} édition), par M. BERTRAND et Ch. DEPÉRET (1890).
Marseille. — 80 000^e (2^e édition), par É. HAUG (1935).
La Ciotat. — 50 000^e (1^{re} édition), par É. HAUG (1925).
Toulon. — 80 000^e (1^{re} édition), par M. BERTRAND (1887).
Toulon. — 80 000^e (2^e édition), par L. LUTAUD, A. LANQUINE, H. SCHÖLLER (1950).
Toulon. — 50 000^e (1^{re} édition), par É. HAUG (1924).

TABLE DES FIGURES

	Pages
FIG. 1. — Série paléozoïque du secteur des Lèques – Six-Fours – La Seyne – les Playes.....	27
FIG. 2. — Affleurement de phanites de l'aire de Clinchamp, à l'est du Brusc.....	28
FIG. 3. — Position stratigraphique des arkoses des Playes.....	29
FIG. 4. — Série paléozoïque du secteur de la Vieille-Garde – Fabrégas.....	30
FIG. 5. — Le Trias inférieur et moyen de la pointe de Portissol, à l'ouest de Sanary.....	34
FIG. 6. — Le Rhétien du barrage du Revest, au nord de Toulon.....	36
FIG. 7. — Le Lias du col du Corps de Garde, à l'est du Broussan.....	37
FIG. 8. — Le Portlandien de la Ripelle, au nord d'Ollioules.....	41
FIG. 9. — Le Néocomien du chaînon du Gros Cerveau.....	43
FIG. 10. — Néocomien et base de l'Urgonien dans le quartier des Quatre Confronts, au nord du Revest.....	43
FIG. 11. — L'Aptien du Grand Vallat, au nord-est de Bandol.....	46
FIG. 12. — L'Aptien du versant ouest du mont Caumes.....	46
FIG. 13. — Le Turonien du Revest, à l'est du mont Caumes.....	50
FIG. 14. — Distribution des faciès récifaux du Turonien et du Sénonien, entre Sainte-Anne-d'Évenos et le mont Caumes..	53
FIG. 15. — Carte géologique du cap Sicié et de la région de Six-Fours.....	61
FIG. 16. — Coupe à travers le secteur de la Vieille-Garde, au nord de Notre-Dame de Mai.....	64
FIG. 17. — Coupe à travers la zone plissée de Clinchamp, à l'est du Brusc.....	65
FIG. 18. — Le pli des Lèques et le synclinal de la Vieille-Garde.....	66
FIG. 19. — Synclinal décollé du Collet-de-Roux.....	67
FIG. 20. — Îles des Embiez : coupes à travers la pointe de Gargousset.....	68
FIG. 21. — Noyau anticlinal du pli de Gavet, au sud de La Seyne.....	70
FIG. 22. — Accident de la Colle d'Artaud, au nord-est de Six-Fours.....	71
FIG. 23. — Anticlinal de Jaumen et accident de la Colle d'Artaud.....	71
FIG. 24. — Coupe à travers le massif de Six-Fours.....	72
FIG. 25. — Le Houiller de Sauviou, à l'est de Sanary.....	73
FIG. 26. — Structure du massif des Playes.....	75
FIG. 27. — Coupe à travers le massif des Playes (ancien chemin de Sanary aux Playes).....	76
FIG. 28. — Versant nord du massif des Playes (tranchée de la conduite de refoulement de la station de pompage de Six-Fours).....	77
FIG. 29. — Structure des massifs hercyniens, à l'est de Toulon.....	86
FIG. 30. — Caps à l'est et à l'ouest de l'anse Magaud, à l'est de Toulon.....	87
FIG. 31. — Contact phyllades–Muschelkalk dans la basse vallée de l'Eygoutier.....	88
FIG. 32. — Structure du massif du Pradet, à l'ouest des Bonnettes.....	91
FIG. 33. — Promontoire est de l'anse des Bonnettes.....	94
FIG. 34. — Promontoire ouest de l'anse des Bonnettes.....	95
FIG. 35. — Accident dans le Trias, entre le Château de la Germaine et la plage du Pin de Galle.....	97
FIG. 36. — Coupes en série entre le Mourillon et la Palasse.....	105
FIG. 37. — Les unités structurales de la région à l'est de Toulon.....	109
FIG. 38. — Structure de la zone triasique, à l'ouest de Toulon.....	115
FIG. 39. — Coupe du Trias d'Ollioules (rive gauche de la Reppe).....	116
FIG. 40. — Coupe à travers le bassin de Bandol.....	121
FIG. 41. — L'accident de la ferme Jacquet.....	123
FIG. 42. — Coupes dans le secteur entre Sainte-Ternide et la Piole, au sud du Gros Cerveau.....	126
FIG. 43. — Collines de Bandol : coupes à l'est de Maren.....	128
FIG. 44. — Collines de Bandol : coupes à l'ouest de Maren.....	129
FIG. 45. — Accident à la limite du Trias et de l'Aptien sur la rive droite du Grand Vallat (<i>a.</i> coupe – <i>b.</i> schéma de la mise en place des terrains).....	130
FIG. 46. — Secteur à l'ouest du Grand Vallat : accidents au contact du Trias.....	131
FIG. 47. — Plissement du Lias de la colline 235,2, au nord-ouest de Bandol.....	132
FIG. 48. — Le Trias de la Nartette, au sud-est de la Madrague de Saint-Cyr.....	134
FIG. 49. — Le Trias de la pointe Grenier.....	135
FIG. 50. — Anticlinal de la Moutte, à l'ouest de Bandol (coupe relevée au bord de mer).....	136
FIG. 51. — Secteur du Collet-Redon et de la pointe Grenier, à l'ouest de l'anticlinal de la Moutte.....	137
FIG. 52. — Le mont Faron.....	143

FIG. 53. — Le pli des Moulières, au sud du Revest.....	147
FIG. 54. — Le pli de l'ancien Fort des Pomets.....	149
FIG. 55. — Accidents sur le bord méridional du massif du Croupatier.....	152
FIG. 56. — Accidents au contact du Jurassique et du Crétacé du compartiment d'Hugueneuve, chaînon du Gros Cerveau.....	156
FIG. 57. — Ennoyage du pli du Gros Cerveau dans le secteur du Grand Vallat, au nord de Bandol.....	159
FIG. 58. — Synclinal de la colline 485,1 : zone de raccord du pli du Pont des Pomets et de l'anticlinal du Broussan.....	171
FIG. 59. — L'écaille du Caumes-Ouest (carte).....	182
FIG. 60. — L'écaille du Caumes-Ouest : coupes en série.....	183
FIG. 61. — Coupes à travers les crêtes de la Gache (a) et de Saint-Jean (b), au sud de Saint-Cyr.....	189
FIG. 62. — Chevauchement du Télégraphe de La Cadière : bord occidental des terrains triasiques en recouvrement.....	190
FIG. 63. — Bordure méridionale du bassin du Beausset, au nord du Broussan.....	193
FIG. 64. — Carte géologique de la région du Revest, au nord de Toulon.....	196
FIG. 65. — L'accident de la Barillière.....	199
FIG. 66. — Structure de l'extrémité orientale des collines nord-toulonnaises.....	201
FIG. 67. — Lambeau du Beausset : Infralias de la série normale (barre de l'Abus et source de Banon).....	204
FIG. 68. — Lambeau du Beausset : coupes à l'ouest de Fontvive.....	206
FIG. 69. — Chevauchement triasique du Télégraphe et de Fontanieu.....	210
FIG. 70. — Les phases de l'orogénèse nord-toulonnaise jusqu'au déclenchement du phénomène de recouvrement.....	214
FIG. 71. — Évolution tectonique de la région toulonnaise : secteur au nord de Toulon.....	215
FIG. 72. — Évolution tectonique de la région toulonnaise : secteur de Bandol — Le Beausset.....	215
FIG. 73. — Plissement dans la zone des dépressions entre le mont Faron et la zone des séries renversées et formations en écailles du Revest.....	215
FIG. 74. — Carte des unités structurales de la région toulonnaise.....	219

TABLE DES PLANCHES

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

- Pl. I. — Vue panoramique du bassin du Beausset.
- Pl. II. — Ennoyage du pli du Gros Cerveau, dans le secteur du Grand Vallat, au nord de Bandol.
- Pl. III. — Le mont Caumes, vu de l'Est.
- Pl. IV. — Le pli synclinal du mont Caumes et la série renversée du Puits Charlois.
- Pl. V. — Écaille de Jurassique moyen dans la série renversée du Puits Charlois (secteur de Mal-Vallon).
- Pl. VI. — Chevauchement du Télégraphe de La Cadière, vu de l'Oratoire Saint-Jean.
-

PLANCHES EN POCHETTE

- Pl. 1. — Coupes en série dans la presqu'île de Sicié et la région de Six-Fours – La Seyne.
- Pl. 2. — Structure du cap Sicié dans la région de Six Fours – La Seyne (bloc-diagramme).
- Pl. 3. — Coupes en série dans le massif du Croupatier et la bordure méridionale du bassin du Beausset.
- Pl. 4. — Coupes en série dans le chaînon du Gros Cerveau.
- Pl. 5. — Coupes en série dans la zone des dépressions entre les Pomets et la Valette.
- Pl. 6. — Structure des collines nord-toulonnaises entre le vallon de Dardennes et la dépression de La Valette. (Légende commune aux planches 6, 7 et 8).
- Pl. 7. — Structure des collines nord-toulonnaises entre le vallon de Dardennes et l'ouvrage du Gros Cerveau.
- Pl. 8. — Structure des collines nord-toulonnaises entre l'ouvrage du Gros Cerveau et la pointe Grenier.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	7
CHAPITRE PREMIER. — DESCRIPTION GÉOGRAPHIQUE DES ENVIRONS DE TOULON.....	9
I. VUE D'ENSEMBLE.....	9
II. DESCRIPTION DÉTAILLÉE.....	9
CHAPITRE II. — ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LA STRUCTURE DE LA RÉGION TOULONNAISE.....	13
I. GÉNÉRALITÉS.....	13
II. PÉRIODE AVANT MARCEL BERTRAND (DE 1830 À 1880).....	13
III. PÉRIODE CONTEMPORAINE DE MARCEL BERTRAND (DE 1880 À 1900).....	14
A. Première période (de 1880 à 1898).....	15
B. Deuxième période (de 1898 à 1900).....	17
IV. PÉRIODE POSTÉRIEURE À MARCEL BERTRAND.....	17
A. Les travaux de É. Haug (1907 à 1925).....	17
B. Période de 1925 à 1935.....	19
C. Période de 1935 à 1954.....	21
V. DÉLIMITATION DU SUJET ET OBJET DES RECHERCHES.....	23
CHAPITRE III. — STRATIGRAPHIE.....	25
I. GÉNÉRALITÉS.....	25
II. LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES.....	25
A. Le Paléozoïque métamorphique.....	25
1. Secteur des Lèques-Six-Fours-La Seyne-les Playes.....	27
a. Série des Lèques.....	27
b. Série de Six-Fours et des Playes.....	29
2. Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrègas.....	30
a. Série de la Vieille-Garde.....	30
b. Série de Fabrègas.....	31
3. Relations stratigraphiques entre les séries de la Vieille-Garde et des Playes.....	31
B. Le Paléozoïque sédimentaire.....	31
1. Le Houiller.....	31
2. Le Permien.....	32

III. LES TERRAINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES.....	33
A. Le Trias.....	33
1. Le Trias inférieur.....	34
2. Le Trias moyen.....	34
3. Le Trias supérieur.....	35
B. Le système jurassique.....	36
1. Le Jurassique inférieur : Lias.....	36
a. Le Rhétien.....	36
b. L'Hettangien.....	36
c. Le Sinémurien.....	37
d. Le Charmouthien.....	37
e. Le Toarcien.....	37
f. L'Aalénien.....	38
2. Le Jurassique moyen.....	38
a. Formations de base = Bajocien inférieur.....	38
b. Formations moyennes = Bajocien supérieur et Bathonien inférieur.....	39
c. Formations supérieures = Bathonien supérieur.....	39
3. Le Jurassique supérieur.....	40
C. Le système crétacé.....	42
1. Le Crétacé inférieur.....	42
a. Le Néocomien.....	42
b. L'Urgonien.....	44
c. L'Aptien.....	45
d. L'Albien.....	47
e. La bauxite.....	47
2. Le Crétacé supérieur.....	48
a. Le Cénomanién.....	48
b. Le Turonien.....	49
c. Le Sénonien.....	51
D. Les terrains tertiaires.....	54
a. Les calcaires en plaquettes.....	54
b. Les Poudingues de Bandol.....	55
c. Les conglomérats et cailloutis siliceux.....	55
d. Le basalte tertiaire des environs de Toulon.....	55
CHAPITRE IV. — TECTONIQUE DES MASSIFS HERCINIENS DE TOULON.....	57
I. GÉNÉRALITÉS.....	57
A. Hypothèse de la « nappe de Sicié ».....	57
B. Théorie de l'enracinement des phyllades.....	59
C. Observations récentes.....	59
II. LES MASSIFS HERCINIENS À L'OUEST DE TOULON.....	60
A. Vue d'ensemble.....	60
B. Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrègas.....	62
C. Secteur des Lèques—Six-Fours—La Seyne—les Playes.....	63
1. Le lambeau de Janas (« A »).....	64
2. Le massif anticlinal des Lèques (« B »).....	65
a. Vue d'ensemble.....	65
b. Étude d'une coupe, au sud du massif.....	65
c. Description de la partie septentrionale du massif des Lèques.....	67
d. Description de la partie occidentale du massif des Lèques.....	68
3. Le massif anticlinal de La Seyne (« C »).....	69

	Pages
4. L'anticlinorium de Six-Fours (« D »)	70
<i>a.</i> La faille de la Colle d'Artaud	70
<i>b.</i> Repli anticlinal de Jaumen	71
<i>c.</i> Le massif de Six-Fours	72
<i>d.</i> Prolongement vers le Sud-Ouest et l'Est du massif de Six-Fours	72
5. Le massif des Playes (« E »)	73
<i>a.</i> Vue d'ensemble	73
<i>b.</i> Secteur de Sauviou	73
<i>c.</i> Secteur de Gouringout et de la Lône	74
<i>d.</i> Flanc septentrional du massif à l'ouest du col des Playes, entre la Lône et Pépiole ..	74
<i>e.</i> Le secteur du col des Playes, au sud de Pépiole	78
<i>f.</i> Le socle hercynien et la faille des Playes à la limite du compartiment de Six-Fours ..	78
<i>g.</i> Secteur de la pointe Nègre	79
D. Contact des phyllades avec les terrains de la couverture sédimentaire	80
1. Bordure septentrionale des massifs hercyniens	80
2. Bordure de la dépression permo-triasique du Pas du Loup	80
E. Interprétation tectonique des unités structurales du cap Sicié et de la région de Six-Fours	83
1. Secteur des Lèques-Six-Fours-La Seyne-les Playes	83
2. Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas	84
3. Contact sud-est des phyllades et du Permo-Trias	84
III. MASSIFS HERCINIENS À L'EST DE TOULON	85
A. Vue d'ensemble	85
B. Le massif de Lamalgue	87
1. Structure du massif	87
2. Contact des phyllades avec les terrains plus récents	89
<i>a.</i> Bord nord du massif	89
<i>b.</i> Bord sud du massif	89
C. Le massif du Pradet	91
1. Structure du massif	91
2. Contact des phyllades avec les terrains plus récents	93
<i>a.</i> Bord nord du massif	93
<i>b.</i> Bord sud du massif	94
<i>c.</i> Bord oriental du massif	95
D. L'anticlinal triasique de la Clue et des écailles de phyllades de l'Eygoutier	96
E. Interprétation tectonique des massifs hercyniens à l'est de Toulon	98
IV. Conclusions générales sur les massifs hercyniens	98
CHAPITRE V. — TECTONIQUE DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE	101
I. LES UNITÉS PERMIENNES DE LA RÉGION TOULONNAISE	101
A. Généralités	101
B. Bande permienne au nord des massifs hercyniens	102
1. Vallée de la Reppe et secteur de La Seyne	102
2. Le dôme permien de Toulon	103
3. L'anticlinal de Saint-Jean-du-Var	104
C. Massifs permien compris dans le domaine des massifs hercyniens	105
1. L'anticlinal des Ameniers	105
2. Le soubassement du mont des Oiseaux et du mont Paradis	107
3. Le massif de la Colle Noire et la presqu'île de Saint-Mandrier	110
<i>a.</i> Le massif de la Colle Noire	110
<i>b.</i> La presqu'île de Saint-Mandrier	111
D. Résumé et conclusions	112

	Pages
II. ZONE TRIASIQUE À L'OUEST DE TOULON ET BASSIN DE BANDOL.....	113
A. Généralités.....	113
B. Les collines triasiques à l'ouest de Toulon.....	114
1. Tronçon oriental.....	116
2. Tronçon occidental.....	116
3. Tronçon central.....	118
a. Raccord avec le Trias d'Ollioules.....	118
b. Raccord avec le Trias de Lagoubran et de la vallée du Las.....	118
c. Raccord des rides anticlinales sous la dépression de la Minorque.....	118
C. Le bassin de Bandol.....	119
1. Description.....	119
2. Cuvette de Bandol, à l'est du Grand Vallat.....	120
a. Étude d'une coupe-type.....	120
b. Extrémité orientale de la cuvette de Bandol à l'est du Grand Vallat.....	122
c. Région comprise entre le méridien de Château Milhère et le Grand Vallat.....	124
3. Collines de Bandol, entre le Grand Vallat et le vallon de la Moutte.....	127
a. Description.....	127
b. Zone triasique.....	128
c. Zone jurassique.....	131
4. Collines du Collet Redon, entre le vallon de la Moutte et la pointe Grenier.....	134
a. Description.....	134
b. Zone triasique.....	134
c. Zone jurassique.....	135
D. Interprétation tectonique de la zone triasique à l'ouest de Toulon, et du bassin de Bandol.....	139
III. CHAÎNONS ET MASSIFS NORD-TOULONNAIS.....	139
A. Généralités.....	139
1. Description et localisation géographique des unités tectoniques.....	139
2. Interprétation tectonique d'après les anciens auteurs.....	141
B. La zone urgonienne méridionale.....	142
1. Le Faron.....	142
a. Vue d'ensemble.....	142
b. Structure générale du massif.....	143
c. Compartiment urgonien.....	144
d. Compartiment jurassique.....	146
2. Le Croupatier.....	148
a. Vue d'ensemble.....	148
b. Structure du massif.....	148
c. Le pli de l'ancien Fort des Pomets.....	149
d. Le cap Cros et son soubassement mésojurassique.....	150
e. Le couronnement calcaire du Croupatier.....	151
f. Le soubassement du Croupatier.....	153
3. Le chaînon du Gros Cerveau.....	155
a. Vue d'ensemble.....	155
b. Tronçon d'Hugueneuve et des gorges d'Ollioules.....	155
c. Tronçon de l'ouvrage du Gros Cerveau.....	157
d. Compartiment central (cote 366,1).....	157
e. Tronçon de l'ouvrage de la Pointe.....	158
f. Tronçon de la Clavelle et de la cluse du Grand Vallat.....	158
C. Zone des dépressions du Broussan, de Dardennes et de La Valette.....	161
1. Aire anticlinale d'Évenos et dépression du Broussan.....	161

	Pages
	—
2. Dépression du col de Garde, des Pomets, de Dardennes et de La Valette	164
<i>a.</i> Vue d'ensemble	164
<i>b.</i> Synclinal de la Brémone (S_1) et anticlinal du versant sud du Coudon (A_1)	165
<i>c.</i> Anticlinal de Baudouvin (A_2) et synclinal de la Folie (S_2)	166
<i>d.</i> Anticlinal de l'Ubac du Faron (A_3) et compartiments jurassiques des versants septentrionaux du Faron et du Croupatier	169
<i>e.</i> Zone de raccord des accidents de la dépression du vallon du Corps de Garde avec ceux de la cuvette du Broussan	170
D. Zone des séries renversées et formations en écailles du Coudon, du mont Combe, du Revest et du mont Caumes-Ouest	173
1. Le Coudon	173
<i>a.</i> Vue d'ensemble	173
<i>b.</i> L'écaille méridionale	174
<i>c.</i> Le bloc septentrional	175
<i>d.</i> Lambeau de calcaires blancs en position anormale sur les terrains jurassiques du synclinal de la Brémone	175
2. Le mont Combe	176
<i>a.</i> Vue d'ensemble	176
<i>b.</i> Zone urgonienne de Tourris et des Olivières	177
<i>c.</i> Compartiment de la Vieille Valette et du mont Combe	178
<i>d.</i> Compartiment des Bouisses	179
3. Les collines du Revest, de Coste-Belle, du Puits Charlois et du Caumes-Ouest	180
<i>a.</i> Collines du Revest et de Coste-Belle	180
<i>b.</i> Collines du Puits Charlois et du mont Caumes-Ouest	180
E. Interprétation tectonique de la zone des chaînons et massifs nord-toulonnais	183
IV. LE BASSIN DU BEAUSSET ET LES RECOUVREMENTS DU TÉLÉGRAPHE, DE FONTANIEU, DU VIEUX-BEAUSSET ET DU CASTELLET	186
A. Vue d'ensemble	186
1. Description et localisation des unités tectoniques	186
2. Interprétation tectonique d'après les travaux antérieurs	188
B. Le bassin du Beausset	189
1. Bordure méridionale de la cuvette synclinale	189
<i>a.</i> De la pointe Grenier au tunnel de la voie ferrée Marseille-Toulon	189
<i>b.</i> Secteur de l'Oratoire Saint-Jean	190
<i>c.</i> La fenêtre de Maren	190
<i>d.</i> Entre les collines de Maren et le Grand Vallat	191
<i>e.</i> Entre le Grand Vallat et le vallon de Simaille, à l'ouest du Broussan	192
<i>f.</i> Entre le vallon de Simaille et le mont Caumes-Ouest	192
<i>g.</i> Entre le Caumes-Ouest et le Revest	194
<i>h.</i> Secteur des Olivières	195
2. Bordure orientale du bassin de Beausset : soubassement jurassique et infracrétacé de l'aire synclinale du mont Caumes	195
<i>a.</i> Secteur du Revest et de Fiéraquet	195
<i>b.</i> Secteur à l'ouest du mont Caumes	198
<i>c.</i> Secteur à l'est du barrage du Revest	199
C. Les recouvrements du Vieux-Beausset, de Fontanieu, du Télégraphe et du Castellet	202
1. Le lambeau du Beausset	202
<i>a.</i> Le lambeau d'après M. Bertrand	202
<i>b.</i> Le lambeau d'après É. Haug	203
<i>c.</i> Observations personnelles sur le lambeau du Beausset	203
2. Le Trias de Fontanieu et du Télégraphe	209
3. Les lambeaux triasiques du Castellet	212
D. Interprétation tectonique du bassin du Beausset et de ses recouvrements	213

	Pages
	—
CHAPITRE VI. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	217
I. LES UNITÉS STRUCTURALES.....	217
II. CARACTÈRES STRUCTURAUX DES DIFFÉRENTES UNITÉS TECTONIQUES.....	220
A. Les massifs paléozoïques.....	220
1. Les massifs hercyniens.....	220
<i>a.</i> Massifs hercyniens à l'ouest de Toulon.....	220
<i>b.</i> Massifs hercyniens à l'est de Toulon.....	222
2. Les massifs permien.....	222
B. La couverture sédimentaire.....	223
1. Zone de transition du Faron et du bassin de Bandol.....	223
2. Les chaînons et massifs nord-toulonnais.....	224
3. Bassin du Beausset.....	225
4. Les recouvrements du Beausset, du Télégraphe, de Fontanieu et du Castellet.....	225
III. LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES.....	226
A. Origine des forces de compression.....	226
B. Tectonique du socle et de la couverture.....	227
C. Les principales phases de l'orogénèse toulonnaise.....	228
BIBLIOGRAPHIE.....	229
TABLE DES FIGURES.....	235
TABLE DES PLANCHES.....	237
TABLE DES MATIÈRES.....	239
LISTE DES ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LES PLANCHES (<i>en dépliant hors-texte</i>).	

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Évolution du lit majeur de la Basse-Durance

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 26 mars 1955

**Le Doyen de la Faculté des Sciences,
J. PÉRÈS**

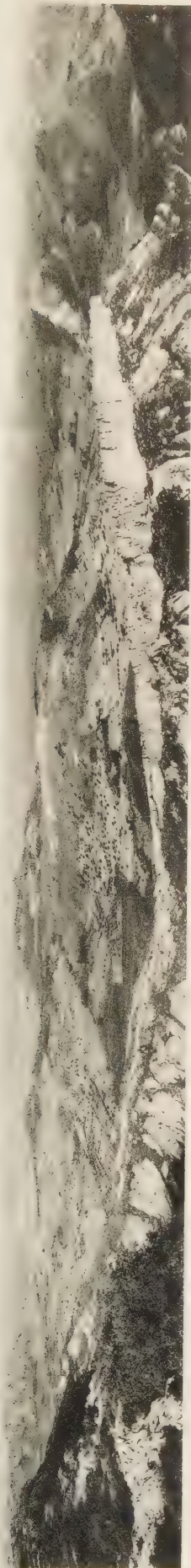
VU

ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

JEAN SARRAILH

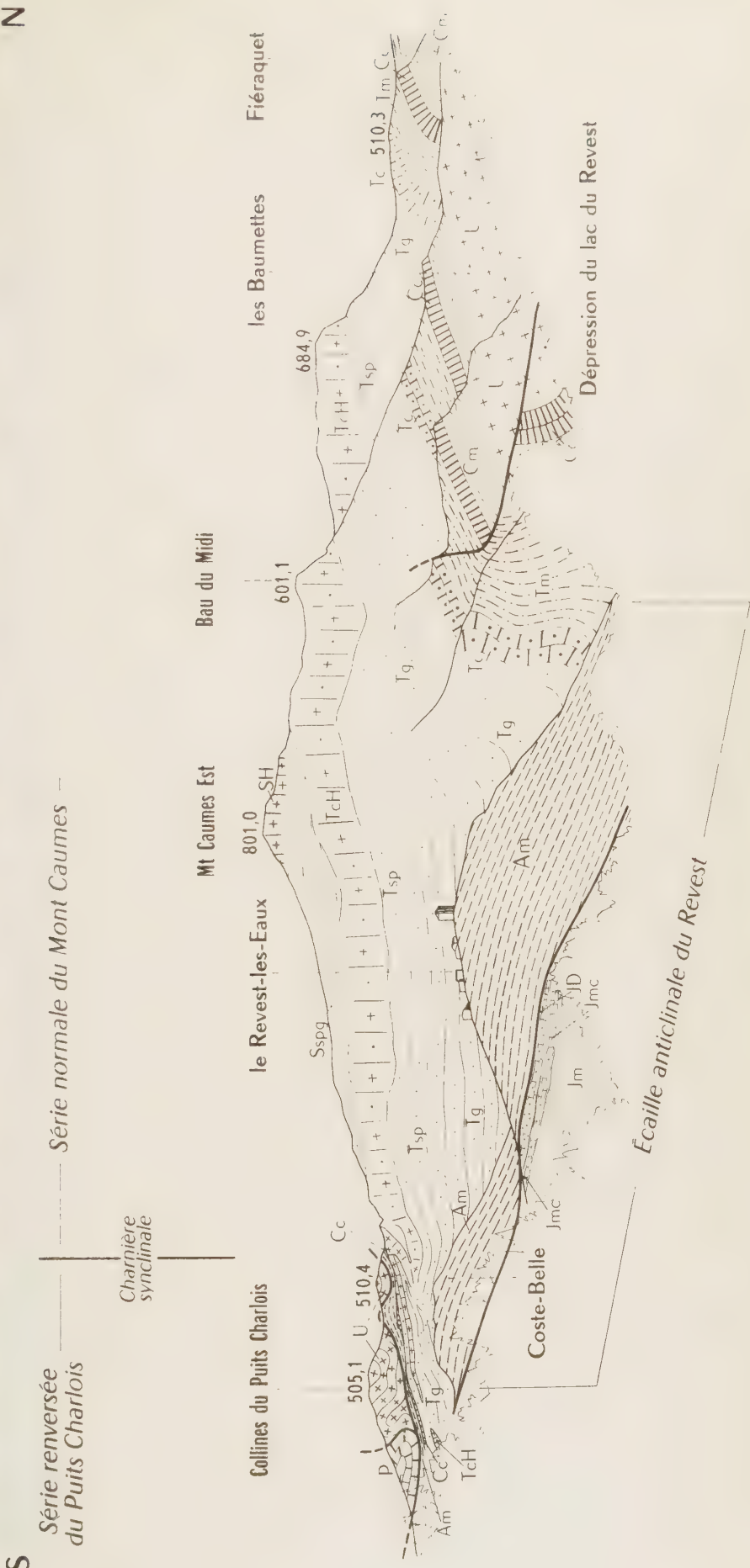
PLANCHES



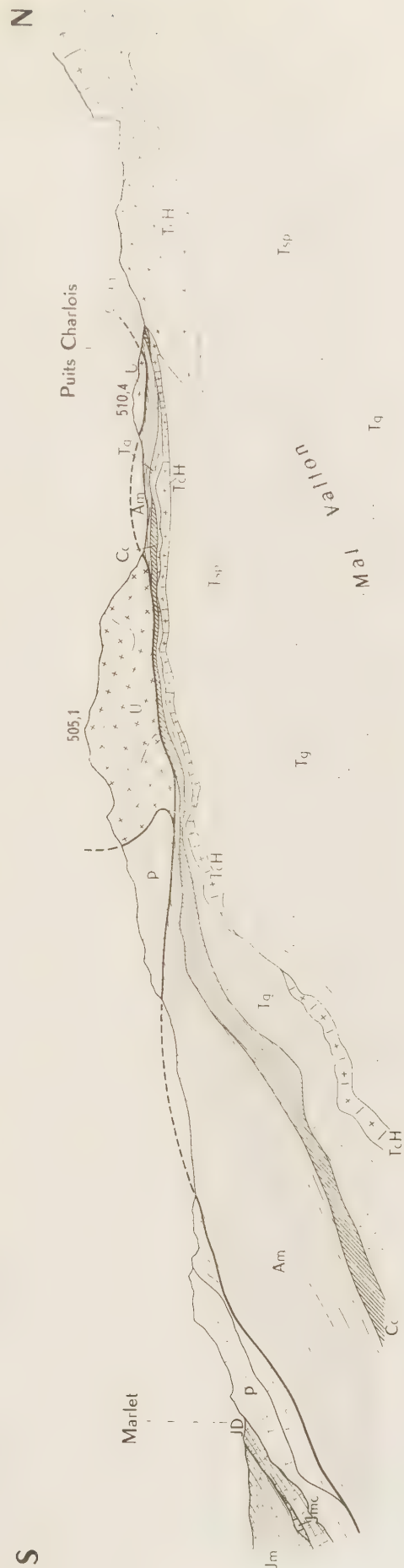
Vue panoramique du bassin du Beausset. (*Clichés Colonel Giraud*)



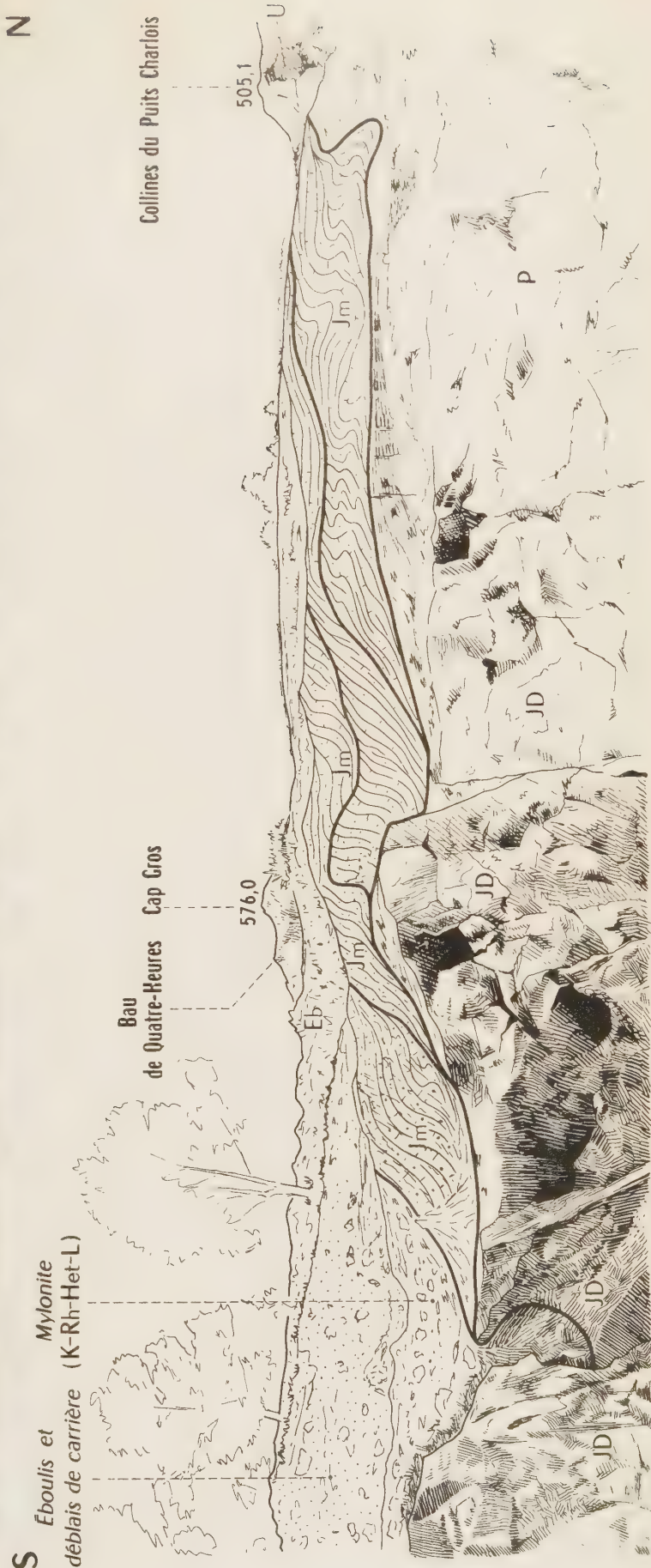
Ennoyage du pli du Gros Cerveau dans le secteur du Grand Vallat, au nord de Bandol.



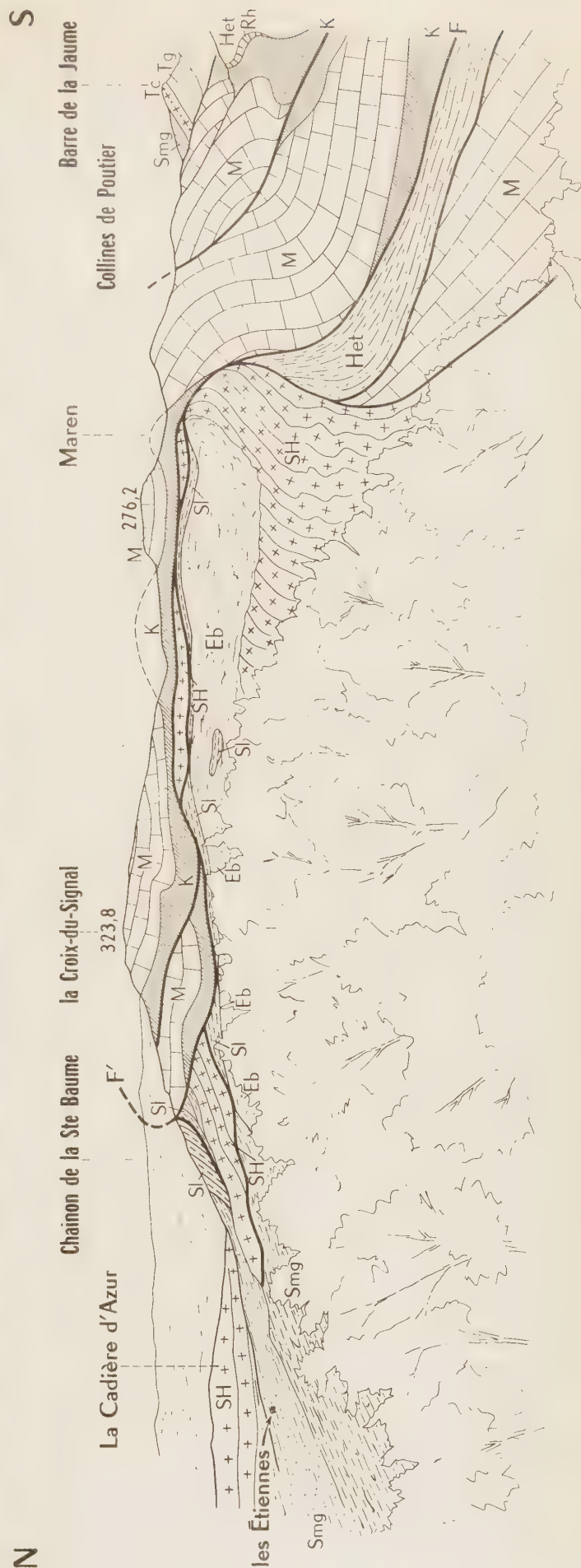
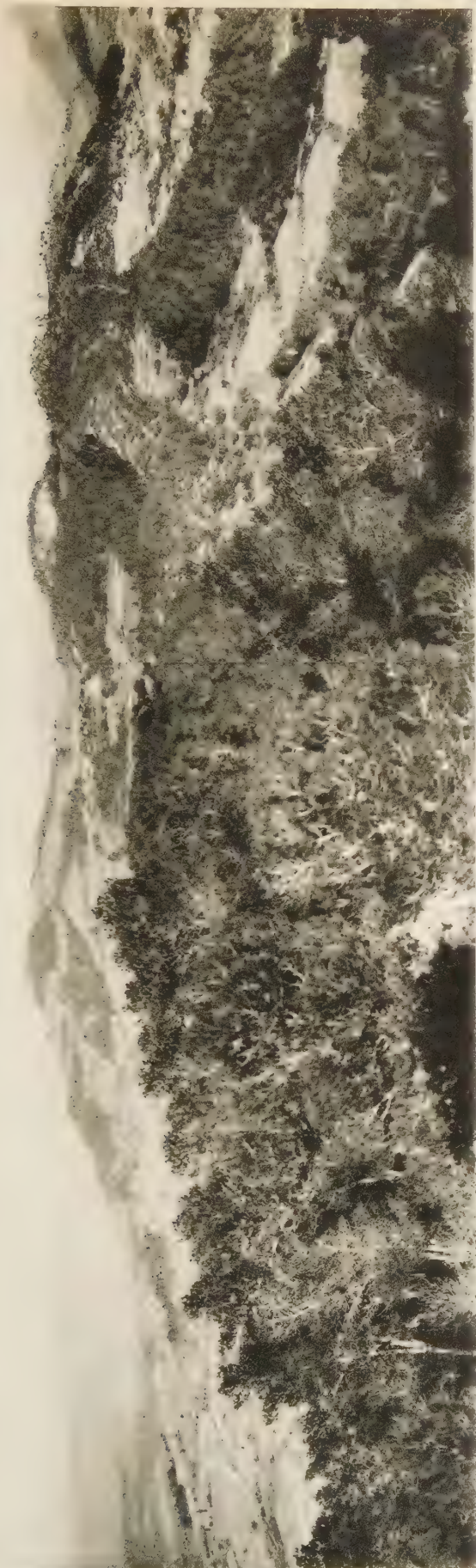
Le Mont Caumes, vu de l'Est.



Le pli synclinal du Mont Caumes et la série renversée du Puits Charlois.



Écaille de Jurassique moyen dans la série renversée du Puits Charlois (secteur de Mal-Vallon).



Chevauchement du Télégraphe de la Cadière, vu de l'Oratoire Saint-Jean.

(FF' = plan de chevauchement du dispositif du Télégraphe)

LISTE DES ABRÉVIATIONS
UTILISÉES DANS LES PLANCHES

El..... Éluvions.
Eb..... Éboulis.
Ol..... Oligocène.

Sénonien :

Sl..... Sénonien lacustre.

SÉNONIEN MARIN :

SH..... Sénonien à Hippurites.
Ssp..... Sénonien spathique. } Sspg..... Association des faciès gréseux et spathique.
Sg..... Sénonien gréseux. } Smg..... Association des faciès gréseux et marneux.
Sm..... Sénonien marneux.

Turonien :

TcH..... Turonien récifal à Hippurites.
Tsp..... Turonien spathique.
Tg..... Turonien gréseux.
Tc..... Turonien calcaire.
Tm..... Turonien marneux.

Cénomanien :

Cc..... Cénomanien calcaire.
Cm..... Cénomanien marneux.

Aptien :

Ac..... Aptien calcaire.
Am..... Aptien marneux.

U..... Urgonien.
N..... Néocomien.

Jurassique supérieur :

P..... Portlandien.
JD..... Dolomies.

Jurassique moyen :

Jm..... Jurassique moyen marneux.
Jmc..... Jurassique moyen calcaire.

L..... Lias.

Infralias :

Het..... Dolomies hettangiennes.
Rh..... Rhétien.

Trias :

K..... Keuper.
M..... Muschelkalk.
GB..... Grès bigarré.

X..... Paléozoïque métamorphique.

